

Institut für Geophysik der Universität Stuttgart

**Modellierung der Temperaturentwicklung oberflächennaher
Boden- und Gesteinsschichten arider Gebiete
unter Berücksichtigung der solaren Einstrahlung und der
Topographie**

Diplomarbeit
im Studiengang Technische Geowissenschaften
an der Universität Stuttgart

angefertigt beim Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum des
Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt e.V. in Oberpfaffenhofen

Anita Bayer

18. August 2008



Universität Stuttgart
Institut für Geophysik

Deutsches Zentrum
für Luft- und Raumfahrt e.V.



**Modellierung der Temperaturentwicklung oberflächennaher
Boden- und Gesteinsschichten arider Gebiete
unter Berücksichtigung der solaren Einstrahlung und der
Topographie**

Diplomarbeit

im Studiengang technische Geowissenschaften
an der Universität Stuttgart

vorgelegt von Anita Bayer

Betreuung:

Prof. Dr. M. Joswig, Institut für Geophysik, Universität Stuttgart

Dr. J. Lanz, Institut für Planetologie, Universität Stuttgart

Tag der Abgabe:

18. August 2008



Universität Stuttgart
Institut für Geophysik

Deutsches Zentrum
für Luft- und Raumfahrt e.V.



Erklärung

Hiermit versichere ich, die vorliegende Arbeit selbständig und nur mit den angegebenen Hilfsmitteln erstellt zu haben. Wörtliche oder inhaltliche Zitate sind kenntlich gemacht.

München, den 18. August 2008

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich all Jenen danken, die mich bei der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt haben. Dabei gilt mein besonderer Dank:

- Herrn Prof. Dr. Manfred Joswig vom Institut für Geophysik für das in mich gesetzte Vertrauen und die Betreuung der Arbeit an der Universität Stuttgart.
- Herrn Prof. Dr. Hartmut Seyfried und den Mitarbeitern des Instituts für Planetologie (vormals Institut für Geologie und Paläontologie), speziell Frau Dr. Julia Lanz für Ihre Bereitschaft, die Arbeit als Zweitgutachterin zu betreuen.
- Herrn Dr. Christian Fischer und Herrn Dr. Andreas Hirner vom Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt in Oberpfaffenhofen für die Ermöglichung dieser Arbeit und für Ihre engagierte Betreuung meiner Arbeit am DLR sowie die vielen geduldig beantworteten Fragen.
- Den Mitarbeitern des Projekts „*Sino-German Coal Fire Research Initiative*“, besonders Dr. Stefan Voigt und den Projektpartnern außerhalb des DLR für die anregenden Diskussionen und die Versorgung mit Literatur und Messwerten.
- Meinen Freunden und (Ex-)Kommilitonen Jessica Eckert, Maria Walser, Manuela Stehle und Christian Backhaus die während des Studiums und während der Entstehungszeit der vorliegenden Arbeit stets ein offenes Ohr für mich hatten.
- Allen meinen Korrekturlesern für Ihre geopferte Zeit und die vielen hilfreichen Anmerkungen.
- Ganz besonders meinen Eltern, die mir das Studium ermöglichten und mir zu jeder Zeit mit Rat und Tat zur Seite standen.

Kurzfassung

Kohleflözbrände treten in unterschiedlichen Abbaugebieten weltweit auf. In China existieren im sogenannten Nordchinesischen Kohlegürtel über einhundert Regionen, in denen einzelne oder mehrere Brandzonen liegen. Neben lokalen Auswirkungen auf die betroffenen Regionen führen sie zu einem bedeutenden Verlust an Ressourcen und leisten einen nennenswerten Beitrag zur Luftverschmutzung. Damit sind sie ein Problem von internationalem Interesse.

Seit einigen Jahren befasst sich das deutsch-chinesische Verbundprojekt „*Sino-German Coal Fire Research Initiative*“ mit der Erkundung, Überwachung und Bekämpfung unterirdischer Flözbrände am Beispiel der nordchinesischen Kohlefeuer. Im Rahmen der Forschungsinitiative erarbeitet das DLR derzeit Methoden und Verfahren zur Erfassung der von Kohlefeuern abgegebenen Strahlungsenergien über die Nutzung von Fernerkundungsdaten unterschiedlicher satellitengetragener Sensoren. Ein wichtiger Aspekt dieser Untersuchungen ist die Bestimmung der von einem unterirdisch brennenden Feuer freigesetzten Energie und ihrer Auswirkungen auf Boden- und Oberflächentemperaturen.

In dieser Arbeit soll die Energiebilanz an der Erdoberfläche unter Normalbedingungen, also ohne den Einfluss einer thermalen Anomalie wie beispielsweise eines Kohlefeuers, untersucht werden. Die Betrachtung erfolgt für das Arbeitsgebiet Wuda, Provinz Innere Mongolei. Alle unter den dort gegebenen Verhältnissen relevanten Bilanzgrößen werden untersucht und in einem Modell zusammengefasst. Durch geeignete Vereinfachungen erlaubt das Modell eine mathematische Beschreibung der einzelnen Parameter und somit eine Analyse der Energiebilanz. In einem ersten Modellierungsansatz erfolgt eine rein theoretische Beschreibung auf Basis von Modellwerten, der im zweiten Ansatz unter Berücksichtigung vorhandener Messreihen von Oberflächen- und Lufttemperaturen erweitert wird.

Die Modellrechnungen erlauben die Ableitung der zeitlich varianten Energiebilanzgrößen und daraus die Ermittlung von Oberflächen- und Bodentemperaturen. Sind die normalerweise auftretenden Oberflächentemperaturen bekannt, ist damit eine Abgrenzung von Anomalien möglich. Der Ansatz unterstützt die aktuellen Untersuchungen des DLR, die von einem Feuer freigesetzten Energiemengen zu quantifizieren. Dies leistet einen Beitrag für eine angestrebte realitätsnahe Abschätzung der von einem Kohlefeuer freigesetzten Treibhausgasmenge.

Abstract

Coal seam fires occur in many coal fields worldwide. There are more than one hundred known areas in the so-called northern-chinese coal belt, where one or more fire zones exist. In addition to local impacts on the affected environment, they cause an eminent loss of natural resources and contribute to global air pollution. This makes them are an issue of international interest.

Recently, the german-chinese joint project "*Sino-German Coal Fire Research Initiative*" attends to the exploration, monitoring and abatement of subsurface seam fires exemplary for the north Chinese coal fires. Within this research project, the DLR investigating focus on the energy released by a subsurface fire and its impacts on soil and surface temperatures.

This thesis analyses the energy balance at surface level at normal conditions, without the influence of a thermal anomaly such as a coal fire. The area studied is located nearby the smaller City of Wuda, Inner Mongolia Province. All factors relevant to the energy balance under the given conditions are being discussed and summarized in a model. By simplifying these factors as appropriate, the model allows the mathematical description and thus an analysis of the overall energy balance. In the first modelling approach, a theoretical description based on modelled values takes place, which in the second approach is extended considering existing measurements of surface and air temperatures.

The calculations based on these models make a deduction of the time-variant factors of the energy balance possible, and hence the identification of surface and soil temperatures. Therefor, if the surface temperatures under normal conditions are known, a differentiation of anomalies is possible. The approach supports the recent efforts of the DLR to quantify the amount of energy released by a subterranean coal fire, and therefore contributes to a more realistic estimation of the amount of greenhouse gases released by a coal fire.

Inhaltsverzeichnis

Anlagenverzeichnis	VIII
Abbildungsverzeichnis	IX
Tabellenverzeichnis	XII
Formelverzeichnis	XIII
Glossar	XVI
1 Einleitung und Aufgabenstellung	1
1.1 Einführung in die Kohlefeuerproblematik	1
1.2 Aufgabenstellung und Ziel der Arbeit	10
2 Einführung in die Energiebilanz an der Erdoberfläche	12
2.1 Modelltechnische Vereinfachung der Energiebilanz	15
2.2 Betrachtung der Strahlungsbilanz	17
2.2.1 Größen der Strahlungsbilanz	18
2.3 Erwärmung der Geländeoberfläche und Prozesse der Wärmeausbreitung im Untergrund	21
2.3.1 Thermophysikalische Kenngrößen zur Beschreibung der Untergrundeigenschaften	23
2.3.2 Wärmeübertragung durch Konduktion: Bodenwärmestrom	26
2.3.3 Wärmeübertragung durch Konvektion von Gasen und Fluiden	30
3 Energetische Betrachtung von Kohlefeuern	31
3.1 Prozesse des Energietransfers über Kohlefeuern	31
3.2 Probleme bei der Beschreibung	33
4 Modellierung	34
4.1 Beschränkung des Modellumfangs und Modellierungsmethoden	35
4.2 Verfügbare Daten und Messwerte	37
4.3 Theoretischer Modellierungsansatz	39
4.3.1 Strahlungsbilanz	39

Extraterrestrische Solarstrahlung	40
Atmosphärenkorrektur	41
Der Oberfläche Energie zuführende Strahlungsgrößen	43
Von der Oberfläche Energie abführende Strahlungsgrößen	49
Gesamtbetrachtung der Strahlungsbilanz	51
Ableitung von Oberflächentemperaturen aus der Strahlungsbilanz	53
4.3.2 Wärmeausbreitung im Untergrund	54
Grundlegende Beschreibung des Bodenwärmestroms über Differentialgleichungen	54
Überlagerung jährlicher und täglicher Zyklen bei der Berechnung von Bodentemperaturen und -wärmeströmen	56
Ansatz 1 zur Berechnung der Wärmeausbreitung im Untergrund: Analytische Lösung der Wärmeleitungsgleichung mit einer periodisch veränderlichen Temperatur als Randbedingung	59
4.4 Erweiterung des Modells durch Einbeziehung diskreter Messwerte	63
4.4.1 Strahlungsbilanz	63
4.4.2 Wärmeausbreitung im Untergrund	63
Ansatz 2 zur Berechnung der Wärmeausbreitung im Untergrund: Analytische Lösung der Wärmeleitungsgleichung mit einer periodisch veränderlichen Temperatur als Randbedingung - Modifizierung des Ansatzes unter Einbeziehung von Oberflächentemperaturen	64
Ansatz 3 zur Berechnung der Wärmeausbreitung im Untergrund: Numerische Lösung der Differenzialgleichungen für den Wärmetransport mittels Finiter Differenzen	67
4.5 Umrechnung von Oberflächentemperaturen in Strahlungstemperaturen	73
5 Ergebnisse der Modellierungsansätze und Modellanwendungen	76
5.1 Ergebnisse der Strahlungsbilanz	76
Tägliche Strahlungsbilanz	76
Vergleich der jährlichen Strahlungsbilanz von verschiedenen Breitenlagen	79
Gesamtbewertung	82
Ableitung von Oberflächentemperaturen aus der Strahlungsbilanz	83
5.2 Ergebnisse der Wärmeausbreitung im Untergrund: Bodentemperaturen und Bodenwärmestrom	84
Modellierung nach Ansatz 1	84
Modellierung nach Ansatz 2	89
Modellierung nach Ansatz 3	92

	Vergleich und kritische Betrachtung der drei Ansätze zur Berechnung des Wärmetransports im Untergrund	95
	Validierung der Ergebnisse durch Einbeziehung vorhandener Messwerte	97
	Verbesserung von Ansatz 3	98
5.3	Gesamtbilanz	100
5.4	Beispielhafte Anwendungen der Modellierung der Wärmeausbreitung im Untergrund	101
	Modellierung bei erhöhter Hintergrundtemperatur	101
	Auswertung eines über einem Feuer gemessenen Temperaturprofils	103
5.5	Bewertung der Genauigkeit der Modellrechnungen mit Hilfe einer Monte-Carlo-Simulation	106
5.6	Kritische Anmerkungen zu den verwendeten Methoden	110
6	Zusammenfassung	111
7	Ausblick	112
7.1	In Hinblick auf die Erweiterung der vorliegenden Arbeit und weiterer möglicher Anwendungen der Modellergebnisse	112
7.2	Ausblick für zukünftige Messungen im Rahmen von Geländearbeiten	113
8	Literaturverzeichnis	114

Anlagenverzeichnis

A	Ergänzung der Referenzdaten	I
A.1	Näherungsfunktion für Temperaturen auf Basis einer harmonischen Schwingung	I
B	Formeln zur Strahlungsbilanz	III
B.1	Sonnenbahnparameter und extraterrestrische Einstrahlung	III
B.2	Atmosphärenkorrektur	X
B.3	Herleitung des Verhältnisses r_b zur Beschreibung der Einstrahlung auf beliebig orientierte Flächen	XIII
C	Datensätze	XV
C.1	Eingabewerte für die Modellierung	XV
C.2	Thermalkameradaten	XX
C.3	Temperaturprofile	XXIII
C.4	Bodenmessungen	XXV
C.5	Klimadaten	XXVIII

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1-1:	Begleiterscheinungen an der Oberfläche von im Untergrund brennenden Kohlefeuern (Photos: DLR, 2008).	2
Abb. 1-2:	Beziehungsdreieck, das die drei Ansätze zeigt, über die die Menge der von einem Feuer freigesetzten Treibhausgase abgeschätzt werden könnte.	4
Abb. 1-3:	Exemplarische Verteilung von Wärmeanomalien einer Feuerzone im Tagesverlauf (aus TETZLAFF, 2004).	5
Abb. 1-4:	Lage des Projektgebiets Wuda im Südwesten der chinesischen Provinz Innere Mongolei.	6
Abb. 1-5:	Quickbird-Satellitenbild (coloured infrared) der ca. 4 mal 10 km großen Synklinale von Wuda, in der die Kohlen abgebaut werden (Quelle: DLR, 2003).	7
Abb. 1-6:	Landschaftsbild von Wuda aus dem Jahr 2004 (Photo: DLR, 2004).	8
Abb. 1-7:	Staatlicher und privater Abbau im Kohlerevier von Wuda, 2004 (Photos: DLR, 2004).	9
Abb. 1-8:	Beispiel für heutigen Abbau im Kohlegebiet von Wuda (Photo: DLR, 2008).	9
Abb. 2-1:	Schematische Darstellung des Energiehaushalts von Erde und Atmosphäre (nach HÄCKEL, 1999).	18
Abb. 2-2:	Beispiel einer idealisierten täglichen Schwankung des Bodenwärmestroms und der Bodentemperaturen um das Tagesmittel (nach HILLEL, 2004).	27
Abb. 2-3:	Beispielhafte Temperaturprofile zu unterschiedlichen Tageszeiten berechnet über die Näherungsformeln nach Ansatz 1 (verändert nach HILLEL, 2004).	28
Abb. 3-1:	Schematische Darstellung eines Kohlefeuers und der damit verbundenen Erscheinungsformen.	32
Abb. 4-1:	Zusammenstellung der Berechnungsgrößen der extraterrestrischen Einstrahlung auf eine geneigte Fläche.	40
Abb. 4-2:	Vergleich des Spektrums eines Schwarzen Strahlers als idealer Temperaturstrahler mit dem tatsächlich von der Sonne kommenden, extraterrestrischen Spektrum und dem am Erdboden ankommenden Spektrum (WIKIPEDIA, 2008, verändert nach KRONBERG, 1985).	41
Abb. 4-3:	Tagesgang aller betrachteten Transmissionskoeffizienten von Sonnenauf- bis -untergang des 24. Mai 2008 (Wuda, VR China) bei Betrachtung der Standardatmosphäre.	43
Abb. 4-4:	Die Anteile, aus denen sich die diffuse Himmelsstrahlung auf eine horizontale Fläche zusammensetzt, aufgetragen in etwa von Sonnenauf- bis -untergang des 24. Mai 2008 (Wuda, VR China).	46
Abb. 4-5:	Verschiedene Arten der Reflexion an einer Oberfläche (ALBERTZ, 2001).	48

Abb. 4-6:	Der Zusammenhang der Strahlungsbilanz mit der Oberflächentemperatur kann exemplarisch für den 24. Mai 2008 über eine geteilte lineare Funktion beschrieben werden.	53
Abb. 4-7:	Darstellung eines Raum-Zeit-Gitters zur Lösung von Differenzialgleichungen mittels Finiter Differenzen.	68
Abb. 4-8:	Spektrale spezifische Ausstrahlung eines Schwarzkörpers nach dem Plank'schen Strahlungsgesetz (nach BAEHR & STEPHAN, 2006).	74
Abb. 5-1:	Beispielhafter Tagesgang einer Strahlungsbilanz und ihrer Größen berechnet für eine horizontale Fläche (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	77
Abb. 5-2:	Beispielhafter Tagesgang der Strahlungsbilanzgrößen für geneigte Flächen (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	78
Abb. 5-3:	Verlauf der täglichen Gesamtstrahlungsbilanzen über das Jahr für Wuda, VR China, sowie für eine Lokalität am Äquator und eine am Nordpol.	80
Abb. 5-4:	Tägliche Strahlungsbilanzen für eine Lokalität am Nordpol.	81
Abb. 5-5:	Über die ermittelte empirische Funktion aus der Strahlungsbilanz abgeleitete Oberflächentemperaturen (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	83
Abb. 5-6:	Berechnung von Bodentemperaturen nach Ansatz 1 unter der Annahme einer periodisch veränderlichen Temperatur als Randbedingung (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	85
Abb. 5-7:	Varianz des Bodenwärmestroms nach Ansatz 1 unter der Annahme einer periodisch veränderlichen Temperatur als Randbedingung (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	88
Abb. 5-8:	Berechnung des Temperaturverlaufs im Boden nach Ansatz 2: Modifizierung von Ansatz 1 unter Einbeziehung diskreter Oberflächentemperaturen (Wuda, VR China, 24. Mai 2005).	90
Abb. 5-9:	Modellierung der täglichen Varianz des Bodenwärmestroms nach Ansatz 2: Modifizierung von Ansatz 1 unter Einbeziehung diskreter Oberflächentemperaturen (Wuda, VR China, 24. Mai 2005).	90
Abb. 5-10:	Berechnung des Temperaturverlaufs im Boden nach Ansatz 3: Lösung der Wärmetransportgleichung mittels Finiter Differenzen (Wuda, VR China, 24. Mai 2005).	93
Abb. 5-11:	Modellierung der täglichen Varianz des Bodenwärmestroms nach Ansatz 3: Lösung der Wärmetransportgleichung mittels Finiter Differenzen (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	93
Abb. 5-12:	Vergleich der in 0,05 m Tiefe gemessenen mit den für diese Tiefe berechneten Bodentemperaturen (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	97
Abb. 5-13:	Vergleich der nach Verbesserung von Ansatz 3 berechneten mit den gemessenen Bodentemperaturen in einer Tiefe von 5 cm (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	98
Abb. 5-14:	Nach Verbesserung von Ansatz 3 berechnete Bodentemperaturen (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	99

Abb. 5-15: Beispielhafte Energiebilanz für den 24. Mai 2008 und das Arbeitsgebiet Wuda, VR China.	100
Abb. 5-16: Modellierung von Bodentemperaturen über den verbesserten Ansatz 3 unter Berücksichtigung einer erhöhten Hintergrundtemperatur (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	102
Abb. 5-17: Ergebnisse der Profilmessungen (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	103
Abb. 5-18: Extraktion der täglichen Varianz durch Abziehen des mittleren Kurvenverlaufs (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	104
Abb. 5-19: Auswertung der gemessenen Temperaturprofile: Darstellung der Abweichung des gemessenen von dem für Normalbedingungen berechneten Temperaturverlaufs (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	105
Abb. 5-20: Ablaufschema einer Monte-Carlo-Simulation und Darstellung einer Dreiecksverteilung zur Festlegung der wahrscheinlichen Verteilung eines Eingangsparameters.	106
Abb. 5-21: Tornado-Plot der Ergebnisse der Monte-Carlo-Simulation für die Strahlungsbilanz.	107
Abb. 5-22: Tornado-Plots der Ergebnisse der Monte-Carlo-Simulation für die täglichen Verläufe der Bodentemperaturen nach Ansatz 2 und 3.	108
Abb. A-1: Beispiel einer harmonischen Schwingung: Schematische Darstellung des täglichen Temperaturverlaufs an der Oberfläche um das Tagesmittel (verändert nach HILLEL, 2004).	I
Abb. B-2: Jahresgang der Deklination, des Korrekturfaktors der Erdexzentrizität, der Korrektur der Zeitgleichung und des Zenitwinkels am Sonnenhöchststand (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	IX
Abb. B-3: Jahres- und Tagesgang der relativen optischen Luftmasse (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	XI
Abb. C-4: Aufnahmen der Thermalkamera vom 24. Mai 2008 (Wuda, VR China).	XX
Abb. C-5: Aus den Thermalbildern extrahierter Temperaturverlauf der Oberfläche (5:30 - 14:00 Uhr) und extrapolierter kompletter Tagesgang (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).	XXI
Abb. C-6: Aufnahme von Temperaturprofilen über einen in einem Bohrloch versenkten Messstab (Wuda, VR China).	XXIII
Abb. C-7: Messaufbau zur Aufnahme von oberflächennahen Bodentemperaturen (Wuda, VR China).	XXV

Tabellenverzeichnis

Tab. 2-1:	Gängige Werte für die thermalen Eigenschaften verschiedener Untergrundmaterialien bei der Standardtemperatur von 25 °C (nach MONOTEITH & UNSWORTH, 1990 und SABINS, 1997).	25
Tab. 5-1:	Zusammenfassung der Ansätze zur Berechnung des Wärmetransports im Untergrund hinsichtlich der angewendeten Verfahren, der Randbedingungen und der nötigen Eingabegrößen.	96
Tab. C-1:	Übersicht der vorhandenen Datensätze von Temperaturen.	XIX
Tab. C-2:	Aus den Thermalbildern abgeleiteter Tagesgangs der Oberflächentemperaturen.	XXI
Tab. C-3:	Künstlich erzeugter Datensatz für einen Tagesgang der Oberflächentemperaturen für eine Hintergrundtemperatur von im Mittel 90 °C.	XXII

Formelverzeichnis

Gl. 2-1:	Allgemeine Wärmebilanzgleichung.	12
Gl. 2-2:	Vereinfachte Wärmehaushaltsgleichung als Grundlage der Modellierung.	16
Gl. 2-3:	Physikalische Eigenschaften eines Untergrunds, die einen Einfluss auf dessen thermales Verhalten nehmen.	24
Gl. 4-1:	Spektrale Integration der Einstrahlung.	39
Gl. 4-2:	Extraterrestrische Einstrahlung bei senkrechtem Einfallen der Strahlen.	40
Gl. 4-3:	Das Lambert'sche Gesetz definiert die Einstrahlung auf eine beliebig orientierte Fläche.	40
Gl. 4-4:	Beer'sches Gesetz: Allgemeine Definition des Transmissionskoeffizienten.	42
Gl. 4-5:	Direkte Einstrahlung auf eine horizontale und eine beliebig orientierte Fläche.	44
Gl. 4-6:	Quellen der diffusen Strahlung zur Berechnung der diffusen Einstrahlung auf eine horizontale Fläche.	45
Gl. 4-7:	Diffuse Strahlung auf eine beliebig orientierte Fläche.	46
Gl. 4-8:	Globalstrahlung als Summe aus direkter und diffuser Einstrahlung.	47
Gl. 4-9:	Umgebungsstrahlung auf eine geneigte Fläche.	47
Gl. 4-10:	Auf Grundlage des Stefan-Boltzmann-Gesetzes berechnete atmosphärische Gegenstrahlung nach QUIN et al. (2002).	49
Gl. 4-11:	Kurzwellige Reflexionsstrahlung und Albedo.	50
Gl. 4-12:	Langwellige Ausstrahlung nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz.	50
Gl. 4-13:	Strahlungsbilanz.	51
Gl. 4-14:	Tägliche Gesamtbestrahlungsstärke.	51
Gl. 4-15:	Berechnung der Einstrahlung über einen gegebenen Zeitraum: Exakte Berechnung durch Integration und Abschätzung über die mittlere Bestrahlungsstärke in einem Intervall.	52
Gl. 4-16:	Empirische Formel zur Ableitung der Oberflächentemperatur aus der Strahlungsbilanz.	53
Gl. 4-17:	Erstes Gesetz der Wärmeleitung für stationäre Bedingungen.	54
Gl. 4-18:	Kontinuitätsgleichung für den Wärmefluss zur Beschreibung instationärer Verhältnisse.	55
Gl. 4-19:	Zweites Gesetz der Wärmeleitung: Fourier'sche Wärmeleitungsgleichung für instationäre Bedingungen.	55
Gl. 4-20:	Überlagerung von jährlichem und täglichem Temperaturzyklus.	57

Gl. 4-21:	Überlagerung des täglichen mit dem jährlichen Zyklus des Bodenwärmestroms.	58
Gl. 4-22:	Ableitung einer Temperaturfunktion unter Annahme eines sinusförmigen Temperaturverlaufs an der Oberfläche als Randbedingung (nach ARYA, 2001; HILLEL, 2004).	60
Gl. 4-23:	Lösung der Wärmeleitungsgleichung für einen periodischen Temperaturverlauf an der Oberfläche als Randbedingung (nach ARYA, 2001; HILLEL, 2004).	61
Gl. 4-24:	Überlagerung von jährlichem und täglichem Zyklus der Bodentemperaturen und des Bodenwärmestroms für den Ansatz einer periodisch veränderlichen Oberflächentemperatur (Ansatz 1).	62
Gl. 4-25:	Veränderung der Temperaturfunktion aus Gl. 4-22 zur Einbeziehung diskreter Oberflächentemperaturen.	64
Gl. 4-26:	Analytische Lösung der Wärmeleitungsgleichung zur Berechnung des Bodenwärmestroms aus Oberflächentemperaturen.	65
Gl. 4-27:	Satz von Taylor zur Näherung von Differenzialquotienten durch Differenzenquotienten.	68
Gl. 4-28:	Schrittweise Diskretisierung der Transportgleichung für Wärme.	69
Gl. 4-29:	Spezifizierung der Randbedingungen für das Verfahren der Finiten Differenzen.	70
Gl. 4-30:	Diskretisierung der Wärmeleitungsgleichung zur numerischen Berechnung des Bodenwärmestroms aus Bodentemperaturen.	71
Gl. 4-31:	Berechnung der tatsächlichen Ausstrahlung eines Untergrunds auf Grundlage des Planck'schen Strahlungsgesetzes.	73
Gl. 4-32:	Die an einem Sensor ankommende Strahlungsenergie unter Berücksichtigung der atmosphärischen Einflussgrößen.	74
Gl. 4-33:	Berechnung der von einem Sensor aufgenommenen Strahldichte und Umrechnung in Grauwerte.	75
Gl. 5-1:	Empirisch abgeleitete Kalibrierfunktion für die über Ansatz 3 errechneten Bodentemperaturen.	98
Gl. 5-2:	Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit von Sedimentgesteinen nach VOSTEEN & SCHELLSCHMIDT (2003).	101
Gl. A-1:	Beschreibung einer periodisch veränderlichen Temperatur nach ARYA (2001), HILLEL (2004), etc.	II
Gl. B-2:	Tagwinkel.	III
Gl. B-3:	Deklination der Sonne.	IV
Gl. B-4:	Mittlere Ortszeit.	IV
Gl. B-5:	Korrekturfunktion der Zeitgleichung.	V
Gl. B-6:	Wahre Ortszeit und Stundenwinkel.	V
Gl. B-7:	Höhen- und Zenitwinkel der Sonne.	VI
Gl. B-8:	Sonnenazimut.	VI

Gl. B-9:	Einstrahlwinkel der Sonne für eine beliebig orientierte und vereinfacht für eine horizontale Fläche.	VII
Gl. B-10:	Zusammenhang zwischen Höhen-, Zenit und Einstrahlwinkel der Sonne.	VII
Gl. B-11:	Stundenwinkel bei Sonnenauf- und -untergang.	VIII
Gl. B-12:	Korrekturfaktor der Erdexzentrizität.	VIII
Gl. B-13:	Relative und absolute optische Luftmasse und Abschätzung des Luftdrucks aus der topographischen Höhe.	X
Gl. B-14:	Transmissionskoeffizienten und Gesamttransmissivität für die direkte Strahlung.	XII
Gl. B-15:	Zusätzlicher Transmissionskoeffizient für diffuse Strahlung.	XII
Gl. B-16:	Herleitung des Korrekturfaktors zur Berechnung der Einstrahlung auf geneigte Flächen.	XIII

Glossar

a	Konstante nach VOSTEEN & SCHELLSCHMIDT (2003) $a = 0,0034 \pm 0,0006$	[-]
A	Amplitude	[-]
A(z)	Temperaturamplitude in Abhängigkeit von der Tiefe	[K]
A₀	Temperaturamplitude an der Oberfläche	[K]
b	Konstante nach VOSTEEN & SCHELLSCHMIDT (2003) $b = 0,0039 \pm 0,0014$	[-]
c	Konstante nach KASTEN & YOUNG (1989) $c = 0,50572$	[-]
c₁	Erste Strahlungskonstante nach Planck $c_1 = 3,74177107 \cdot 10^{-16} \text{ Wm}^2$	[Wm ²]
c₂	Zweite Strahlungskonstante nach Planck $c_2 = 14387,752 \text{ K}\mu\text{m}$	[Kμm, Km]
c_{solar}	Solarkonstante $c_{\text{solar}} = 1367 \pm 1,6 \text{ W/m}^2$	[W/m ²]
c_w	Spezifische Wärmekapazität	[J/kgK]
c_{w vol}	Volumetrische Wärmekapazität	[J/Km ³]
C_w	Wärmekapazität (Stoffeigenschaft)	[J/K]
d	Konstante nach KASTEN & YOUNG (1989) $d = 6,07995$	[-]
DN	Grauwert	[-]
DN_{max}	Maximal möglicher Grauwert	[-]
e	Konstante nach KASTEN & YOUNG (1989) $e = 1,6364$	[-]
E	Energie	[J]
E_T	Korrekturfunktion der Zeitgleichung	[h]
f_{ex}	Korrekturfaktor der Erdexzentrizität	[-]
h	Topographische Höhe	[m]
h_{Oz}	Höhe der vertikalen Ozonsäule der Atmosphäre	[cm]
h_w	Höhe der kondensierten Wasserdampfsäule der Atmosphäre	[cm]
I(t)	Breitbandige Einstrahlung	[W/m ²]

$I_0(t)$	Extraterrestrische Einstrahlung	[W/m ²]
$I_A(t)$	Langwellige Ausstrahlung	[W/m ²]
$I_{ab}(t)$	Energie abführende Strahlungsgrößen (mit negativem Vorzeichen)	[W/m ²]
$I_{diff}(t)$	Diffuse Einstrahlung	[W/m ²]
$I_{diff}^R(t)$	Diffuse Strahlung durch Rayleigh-Streuung an Luftmolekülen	[W/m ²]
$I_{diff}^{Ae}(t)$	Diffuse Strahlung durch die Streuung an Aerosolen	[W/m ²]
$I_{diff}^{MR}(t)$	Diffuse Strahlung durch Mehrfachreflexionen	[W/m ²]
$I_{direkt}(t)$	Direkte Einstrahlung	[W/m ²]
$I_{dir}^{na}(t)$	Direkte Einstrahlung ohne Berücksichtigung des von Aerosolen absorbierten Strahlungsanteils	[W/m ²]
$I_{gegen}(t)$	Atmosphärische Gegenstrahlung	[W/m ²]
$I_{global}(t)$	Globalstrahlung	[W/m ²]
$I_{kw}(t)$	Kurzwellige Einstrahlung	[W/m ²]
$I_{reflex}(t)$	Reflektierte Sonneneinstrahlung	[W/m ²]
$I_{umg}(t)$	Umgebungsstrahlung	[W/m ²]
$I_{zu}(t)$	Energie zuführende Strahlungsgrößen	[W/m ²]
k_{ex}	Extinktionskoeffizient	[-]
$L_{Boden}(\lambda, T)$	Spektrale Strahldichte der Ausstrahlung des Untergrunds	[W/m ² srμm]
L_{max}	Strahldichte, die dem größten Grauwert zugeordnet wird	[W/m ² srμm]
L_{min}	Strahldichte, die dem kleinsten Grauwert zugeordnet wird	[W/m ² srμm]
$L_{path}(\lambda, T)$	Luftstreulicht (path radiance)	[W/m ² srμm]
$L_S(\lambda, T)$	Am Sensor ankommende Strahldichte in Abhängigkeit von der Wellenlänge und der Temperatur	[W/m ² srμm]
$L_{S det}$	Vom Sensor detektierte Strahldichte	[W/m ² srμm]
$L_{SK}(\lambda, T)$	Spektrale Strahldichte eines Schwarzkörpers bei gegebener Wellenlänge und Temperatur	[W/m ² srμm]
m	Masse	[kg]
m_a	Absolute optische Luftmasse	[-]
m_{ro}	Relative optische Luftmasse	[-]
$M(\lambda, T)$	Spektrale spezifische Ausstrahlung	[W/m ² μm]
$M_{ges}(T)$	Gesamtausstrahlung	[W/m ²]
$M_{SK}(\lambda, T)$	Spektrale spezifische Ausstrahlung eines Schwarzkörpers	[W/m ² μm]
n_d	Anzahl der Tage seit dem 1. Januar	[-]
p_{Ort}	Lokaler Luftdruck	[mbar]

p_{NN}	Standardluftdruck auf Meereshöhe	[mbar]
P	Länge der Periode	[s]
Q_A	Wärmezu- bzw. -abfluss von wärmeren oder zu kälteren Gebieten (Advektion)	[W/m ²]
Q_B	Energiefluss in den bzw. aus dem Boden	[W/m ²]
$Q_B(z,t)$	Bodenwärmestrom in Abhängigkeit von Tiefe und Zeit	[W/m ²]
$Q_{B\text{ ges}}(z,t)$	Gesamter Verlauf des Bodenwärmestroms an einem Tag	[W/m ²]
Q_K	Wärmezufuhr aus dem Erdkern	[W/m ²]
Q_L	Konvektiver Wärmeaustausch mit der bodennahen Luftschicht (fühlbarer Wärmestrom)	[W/m ²]
Q_N	Energiezu- bzw. -abfuhr durch Niederschlag	[W/m ²]
Q_P	Wärmefluss durch Erwärmung und Assimilation von Pflanzen	[W/m ²]
Q_S	Strahlungsbilanz	[W/m ²]
$Q_S(t)$	Strahlungsbilanz in Abhängigkeit von der Zeit	[W/m ²]
$Q_{S\text{ d}}$	Gesamtstrahlungsbilanz für einen gegebenen Tag	[kJ/m ² d]
Q_T	Wärmezufuhr durch thermale Quellen	[W/m ²]
Q_V	Verdunstungs- und Transpirationswärme (latenter Wärmestrom)	[W/m ²]
r_b	Verhältnis zur Berechnung der Einstrahlung auf geneigte Flächen	[-]
r	Momentaner Abstand Erde-Sonne	[km]
r_0	Mittlerer Abstand Erde-Sonne	[km]
R_n	Restglied	[-]
s	Im Medium zurückgelegter Weg	[-]
s_{vis}	Horizontale Sichtweite	[km]
t	Zeit	[s, h]
t_m	Zeitpunkt, an dem T_m erreicht wird	[s]
t_{MOZ}	Mittlere Ortszeit	[h]
t_{SA}	Zeit bei Sonnenaufgang	[h]
t_{SU}	Zeit bei Sonnenuntergang	[h]
t_w	Wahre Ortszeit	[h]
t_{zone}	Zonenzeit	[h]
T	Temperatur	[K]
$T(z,t)$	Temperatur in Abhängigkeit von Tiefe und Zeit	[K]
T_0	Temperatur der Oberfläche	[K]
$T_0(t)$	Temperatur der Oberfläche in Abhängigkeit von der Zeit	[K]

$T_{2\text{ m}}(t)$	Lufttemperatur in einer Höhe von 2 m	[K]
$T_{\text{Atm}}(t)$	Temperatur der Atmosphäre	[K]
T_{Luft}	Temperatur der Luft	[K]
$T_{\text{ges}}(z,t)$	Gesamter Temperaturverlauf an einem Tag in Abhängigkeit von Tiefe und Zeit	[K]
T_{m}	Mittlere Temperatur (konstant über die Tiefe)	[K]
$T_{\text{m}}(z)$	Mittlere Temperatur in Abhängigkeit von der Tiefe	[K]
$T_{\text{m}0}$	Mittlere Temperatur der Oberfläche	[K]
V	Volumen	[cm ³ , m ³]
$x(t)$	Auslenkung einer Schwingung zur Zeit t	[-]
z	Tiefe (in den Boden gerichtet positiv gezählt)	[m]
z_{D}	Dämpfungstiefe	[m]

Griechische Sonderzeichen

β	Flächenneigung	[°, rad]
γ	Flächenazimut	[°, rad]
δ	Deklination	[°, rad]
Δt	Zeitintervall	[s]
ΔT	Temperaturunterschied	[K]
$\Delta Q_{\text{B}}(z,t)$	Varianz des Bodenwärmestroms	[W/m ²]
Δz	Tiefenintervall	[m]
ε	Emissionsgrad	[-]
$\varepsilon_{\text{Boden}}$	Emissionsgrad der Erdoberfläche	[-]
$\varepsilon_{\text{Boden}}(\lambda, T)$	Emissionsgrad des Bodens in Abhängigkeit von der Wellenlänge und der Temperatur	[-]
ε_{Atm}	Emissionsgrad der Atmosphäre	[-]
θ_{n}	Einstrahlwinkel	[°, rad]
θ_{s}	Höhenwinkel	[°, rad]
θ_{z}	Zenitwinkel	[°, rad]
$\Phi(z)$	Phasenverschiebung	[-]
κ	Temperaturleitfähigkeit	[m ² /s]

λ	Wellenlänge	[μm]
$\lambda_{\text{max SK}}$	Wellenlänge des Maximums der Ausstrahlung	[μm]
Λ	Wärmeleitfähigkeit	[W/mK]
$\Lambda(T)$	Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit der Temperatur	[W/mK]
Λ_0	Wärmeleitfähigkeit bei 0 °C	[W/mK]
Λ_{25}	Wärmeleitfähigkeit bei Standardtemperatur von 25 °C	[W/mK]
ρ	Dichte	[kg/m ³]
ς	Albedo (Reflexionsfaktor für kurzwellige Strahlung)	[-]
ς_{Atm}	Albedo der Atmosphäre	[-]
ς_{Erde}	Albedo der Erde	[-]
ς_{Boden}	Albedo der Oberfläche	[-]
ς_{umg}	Albedo der Umgebung	[-]
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante $\sigma = 5,669 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$	[W/m ² K ⁴]
θ	Geographische Breite	[°, rad]
τ	Transmissionsfaktor	[-]
τ_{Ae}	Transmissivität durch Streuung und Absorption durch Aerosole	[-]
$\tau_{\text{Ae}}^{\text{abs}}$	Transmissivität allein durch Absorption durch Aerosole	[-]
τ_{direkt}	Transmissivität der Atmosphäre für direkte Strahlung	[-]
τ_{G}	Transmissivität durch Absorption durch Atmosphärgase	[-]
τ_{Oz}	Transmissivität durch Absorption durch Ozon	[-]
τ_{R}	Transmissivität durch Rayleigh-Streuung	[-]
τ_{W}	Transmissivität durch Absorption durch Wasserdampf	[-]
φ	Sonnenazimut	[°, rad]
ψ	Geographische Länge	[°]
$\psi(\lambda, T)$	Sensorspezifische Empfindlichkeit	[-]
ψ_{zone}	Geographische Länge des Zonenmeridians	[°]
ω_{d}	Tagwinkel	[°, rad]
ω_{h}	Stundenwinkel	[°, rad]
$\omega_{\text{h SA}}$	Stundenwinkel bei Sonnenaufgang	[°, rad]
$\omega_{\text{h SU}}$	Stundenwinkel bei Sonnenuntergang	[°, rad]
ω_{P}	Winkelfrequenz eines Zyklus	[1/s]

Indices

\perp	Bei senkrechtem Einfallen der Strahlen
\rightarrow	Auf eine horizontale Fläche bezogen
\angle	Auf eine beliebig orientierte Fläche bezogen
λ	Spektral, von der Wellenlänge abhängig
Tag	Größe bei täglicher Betrachtung
Jahr	Größe bei jährlicher Betrachtung

Abkürzungen

BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover)
CDM	Clean Development Mechanism
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V.
GGA	Leibnitz Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (Hannover)

1 Einleitung und Aufgabenstellung

1.1 Einführung in die Kohlefeuerproblematik

Brände unterirdischer Kohleflöze sind weltweit unter anderem aus Kohlerevieren in Indien, den Vereinigten Staaten von Amerika, Australien und den Staaten des südlichen Afrikas bekannt. In China begünstigen die klimatischen und geologischen Gegebenheiten die Entwicklung von Kohlebränden. In den semiariden bis ariden chinesischen Nordprovinzen erstreckt sich über eine Länge von mehr als 5.000 km der sogenannte Nordchinesische Kohlegürtel, in dem Kohleflöze oberflächennah vorkommen. Innerhalb dieses Kohlegürtels sind über einhundert Regionen bekannt, in denen einzelne oder mehrere Brandzonen existieren. Aktuelle Schätzungen seitens der chinesischen Institutionen zur Kohlebrandbekämpfung gehen davon aus, dass allein in Nordchina jährlich ca. 10 Mio. Tonnen Kohle verbrennen und zudem etwa die fünf- bis zehnfache Menge für den Bergbau unbrauchbar wird (mündl. Mitteilung durch FISCHER & HIRNER, 2008). Die Größenordnung dieses Verlusts liegt damit etwa bei 5 % der chinesischen Jahresförderung von rund 2,4 Mrd. Tonnen (BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE, 2006). Neben den ökonomischen Verlusten durch die verbrannte und unbrauchbar gewordene Kohle tragen diese Brände erheblich zur Luftverschmutzung und zu beträchtlich erhöhten Treibhausgasemissionen bei und sind dadurch ein Problem von internationalem Interesse. Ersten Schätzungen zufolge verursachen allein die chinesischen Kohlefeuer etwa zwei bis drei Prozent des weltweit durch fossile Brennstoffe erzeugten CO₂-Ausstoßes (GENDEREN & GUAN, 1997). Diese sind noch zu verifizieren. Aktuelle und verlässliche Informationen über die Auswirkungen von Kohlebränden auf die Umwelt sind schwer zu bekommen. Für plausible Abschätzungen sind daher aktuelle Untersuchungen und die Entwicklung adäquater Schätzmodelle erforderlich.

Kohleflözbrände

Die Ursache von Kohlebränden liegt in der leichten Entzündlichkeit der Kohle. Kommen freigelegte Kohlen in Kontakt mit Luftsauerstoff, entsteht bei der Oxidation des Kohlenstoffs

eine exotherme Reaktion. Wird die dabei entstehende Reaktionswärme nicht ausreichend abgeführt, staut sie sich und führt bei günstigen petrologischen Voraussetzungen der Kohle sowie bei stetiger Sauerstoffzufuhr zunächst zu Schwelbränden. Ab Temperaturen von etwa 200 °C kann es zur spontanen Selbstentzündung der Kohle kommen (DMT & BAM, 2003). Unzureichende Bewetterungstechniken von Abbaustollen sowie unkontrollierter privater Abbau („Krabbelbergbau“) können auch untertage den Sauerstoffzutritt zur Kohle begünstigen und damit das Risiko spontaner Selbstentzündung erhöhen. Die meisten der heute bekannten Kohlefeuer sind anthropogenen Ursprungs. Für weitergehende Informationen zur Klassifikation von Kohlefeuern, den Mechanismen, die zu spontaner Selbstentzündung führen, den chemischen Vorgängen im Brandherd sowie dem Zusammenhang der Brände mit den sozialen Umständen der Bergleute sei auf DMT & BAM (2003), ZHANG (2004) und BÖKEMEIER (2002) verwiesen.



Abb. 1-1: Begleiterscheinungen an der Oberfläche von im Untergrund brennenden Kohlefeuern (Photos: DLR, 2008).

An Spalten treten heiße Verbrennungsgase aus. Um sie bilden sich Mineralausblühungen aus den Kondensaten der Gase. Umgebende Gesteine werden durch den Hitzeeinfluss thermal überprägt.

Die Auswirkungen der unterirdischen Feuer sind an der Oberfläche an zahlreichen Anomalien erkennbar. Die gesamte Erdoberfläche ist dort in der Regel von klein- und großräumigen Spaltensystemen durchzogen, die durch Einbrüche nach Volumenverlusten im Untergrund entstehen. Durch diese Spaltensysteme wird dem Feuer Sauerstoff zugeführt und gleichzeitig werden die flüchtigen Verbrennungsprodukte in Form von bis zu mehreren hundert Grad heißen Gasen abgeführt (Abb. 1-1). Kondensate der Gase sowie Nebenprodukte unvollständiger Verbrennung, wie z.B. Teer oder Benzol, schlagen sich in der oberflächennahen Bodenmatrix nieder. An der Oberfläche austretende heiße Gase führen zu ausgeprägten, aber räumlich begrenzten Temperaturanomalien (s. auch Abb. 1-3). Eine messtechnische Abgrenzung Feuer beeinflusster Flächen von unbeeinflussten über große Bereiche ist daher bis jetzt schwer zu realisieren.

Problemstellung und Motivation

Auf Grundlage des Kyoto-Protokolls als internationalem Rahmenvertrag zum Klimaschutz, können Länder weltweit mit Emissionen und sogenannten CO₂-Reduktionsanteilen handeln. Es ermöglicht den zu Emissionseinsparungen verpflichteten Ländern bzw. Unternehmen beispielsweise, Klimaschutzinvestitionen in anderen Ländern zu tätigen, wenn diese dort kostengünstiger für sie sind (Clean Development Mechanism, CDM). Eine Möglichkeit zur Einsparung von CO₂ - und damit des häufigsten anthropogenen Treibhausgases - stellt damit das Löschen brennender Kohleflöze dar. Der Betrag der von einem unterirdischen Feuer freigesetzten Treibhausgase ist jedoch schwer abzuschätzen und deshalb ist auch der Nachweis der durch einen Löschvorgang eingesparten Emissionen äußerst problematisch (Abb. 1-2). Derartige Fragestellungen zum künftigen Löschen von Kohlefeuern zur Emissionsreduktion machen die nordchinesischen Feuer vermehrt zum Gegenstand aktueller Forschungen.

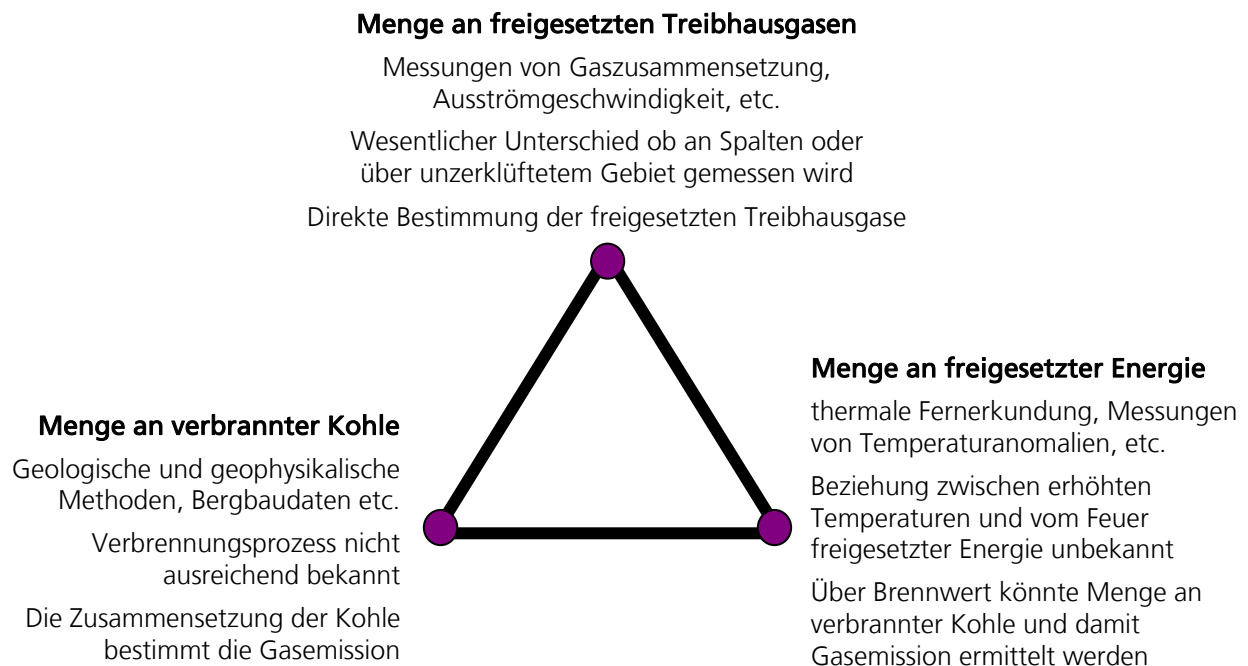


Abb. 1-2: Beziehungsdreieck, das die drei Ansätze zeigt, über die die Menge der von einem Feuer freigesetzten Treibhausgase abgeschätzt werden könnte.
 Jeder der drei Ansätze nutzt eine beschreibbare Größe der feuerinduzierten Anomalien.

Eine Möglichkeit zur großflächigen Ableitung der Oberflächentemperatur besteht in der Nutzung von Fernerkundungssensoren, die im thermalen Infrarot des elektromagnetischen Spektrums aufzeichnen. Bei der Erfassung von Kohlebränden nur durch die Auswertung von Fernerkundungsdaten ergeben sich jedoch Schwierigkeiten. An der Oberfläche über einem Kohlefeuer auftretende Thermalanomalien sind in direkter Nähe von Spalten zwar sehr ausgeprägt, aber dafür räumlich stark begrenzt (Abb. 1-3). Im Gegensatz dazu liegt die feuerbedingte Temperaturerhöhung der Tagesoberfläche gegenüber dem Hintergrund über ungestörtem Untergrund oft nur bei 10 °C (KÜNZER, 2005). Die räumliche Auflösung der zur Detektion von Thermalanomalien verwendbaren Sensoren im Thermalbereich (Aufnahmebereich zwischen 8 und 14 µm, nach ALBERTZ, 2001) liegt derzeit bei kommerziell verfügbaren Satelliten bei 90 m (ASTER). Die erfassbare Temperaturanomalie wird wesentlich von der Tiefenlage des Brandherdes, der Feuertemperatur und dem Wärmeverhalten des Untergrundes beeinflusst. Des Weiteren wird die Oberflächentemperatur von der Sonneneinstrahlung und ihrer Änderung mit der Topographie modifiziert. An südexponierten Hängen können in den ariden Regionen Nordchinas durch solare Einstrahlung Oberflächentemperaturen bis hin zu 60 °C erreicht werden, die feuerbedingte Anomalien leicht überdecken.

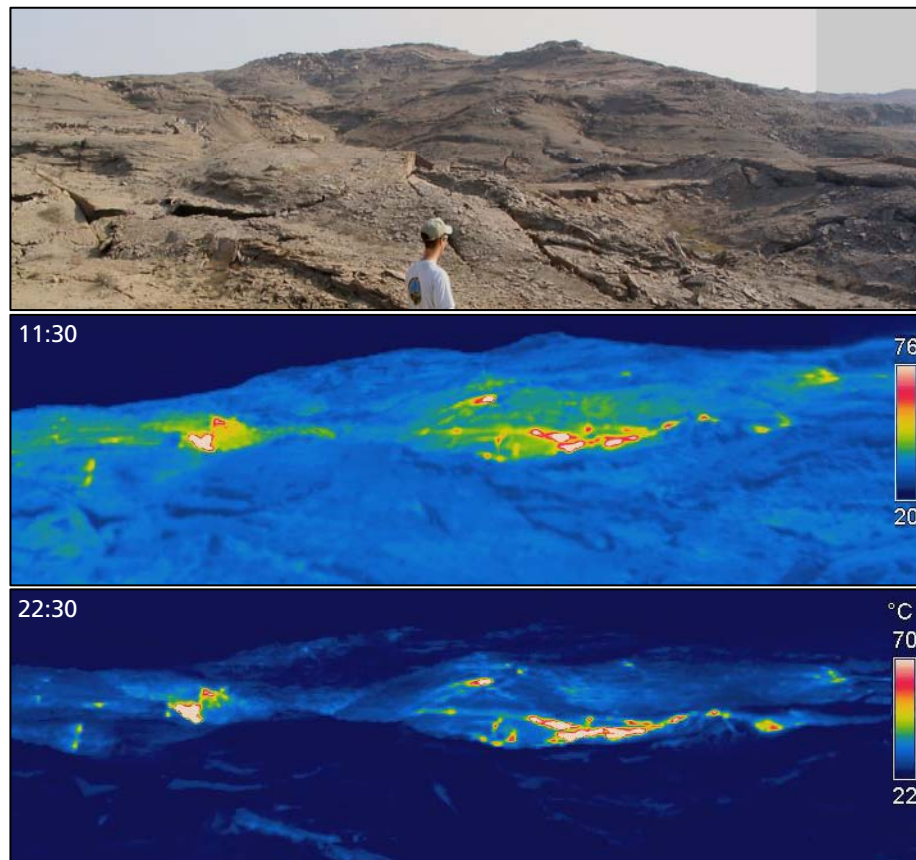


Abb. 1-3: Exemplarische Verteilung von Wärmeanomalien einer Feuerzone im Tagesverlauf (aus TETZLAFF, 2004).

Die Bilder aus dem Jahr 2003 zeigen eine typische Feuerzone in Wuda, Nordchina. Der Aufnahmebereich der verwendeten Thermalkamera liegt zwischen 7,5 und 13 μm . Das obere Thermalbild zeigt die Verhältnisse um 11:30 Uhr, das untere um 22:30 Uhr. Die Temperaturanomalien an der Oberfläche, die durch untertage brennende Feuer ausgelöst werden, sind nur über sehr begrenzte Bereiche auszumachen, die Bruchstrukturen folgen. Nachts ist der Temperaturkontrast gegenüber der nicht mehr durch Sonneneinstrahlung aufgewärmten Umgebung größer und löst thermale Anomalien entsprechend besser auf.

Das Projekt Coal Fire Research

Seit 2003 befasst sich das deutsch-chinesische Verbundprojekt „*Sino-German Coal Fire Research Initiative*“ mit den nordchinesischen Kohlefeuern. Es soll die Erkenntnisse unterschiedlicher geo- und ingenieurwissenschaftlicher Disziplinen zusammenführen, um innovative Technologien für die Erkundung, Überwachung und Bekämpfung von Kohlebränden zu entwickeln. In der Projektphase A wurden u.a. anthropogene Prozesse, die zu Kohlefeuern führen, sowie der Vorgang der spontanen Selbstentzündung und Fragestellungen zur Feuerdynamik untersucht. Die Erkenntnisse werden in der derzeit laufenden Phase B dazu verwendet, um unterschiedliche Löschkonzepte hinsichtlich ihrer möglichen Einsetzbarkeit zu prüfen und sie in der Praxis zu

erproben. Übergeordnetes Ziel ist die Entwicklung einer Methodologie, wie das Löschen von Kohlefeuern zur CO₂-Einsparung im Kontext des Kyoto-Protokolls und im Rahmen von CDM-Aktivitäten erfolgen sollte. Im Bereich der Fernerkundung besteht ein wichtiges Teilziel darin, Auswerteverfahren für Satellitenbilddaten zu entwickeln, die eine Bestimmung der Energieabgabe unterschiedlicher Feuerzonen ermöglichen, um damit künftig eine Erfassung und Überwachung von Kohlebränden unterstützen zu können. Weiterführende Informationen u.a. zu den Projektpartnern und bisherigen Ergebnissen der Arbeiten sind auf der Homepage des Projekts zu finden (<http://www.coalfire.caf.dlr.de>).

Ein Untersuchungsgebiet des Projektes liegt in der Nähe der Stadt Wuda in der nördlichsten chinesischen Provinz der Inneren Mongolei in einer wüstenartigen Umgebung an einem Ausläufer des Helan Shan Gebirges (Abb. 1-4). Die Kohlevorkommen befinden sich nahe der Kleinstadt am Huang He in einer N-S-streichenden Synklinale, die sich über eine Fläche von ca. 10 mal 4 km erstreckt (Abb. 1-5). Die Kohle führenden Schichten, die z.T. nahe der Oberfläche liegen, bildeten sich zwischen Oberkarbon und Unterperm nahe eines Gebirges in randmarinen Sümpfen (LITSCHKE, 2005). Sie umfassen 24 Kohleflöze mit Mächtigkeiten zwischen 0,6 und 6 m und sind in klastische Sedimente, vorwiegend Sandsteine, eingebettet. Das Klima in dieser Region südlich der Wüste Gobi ist kontinental und vollarid und von starken Winden beeinflusst. Man findet nur spärliche Vegetation, die typisch für Wüstenklimate ist. Die anstehenden Sandsteine treten meist unbedeckt zutage und bilden ein flachwelliges Relief in Höhen zwischen 1.100 und 1.300 m (Abb. 1-6).

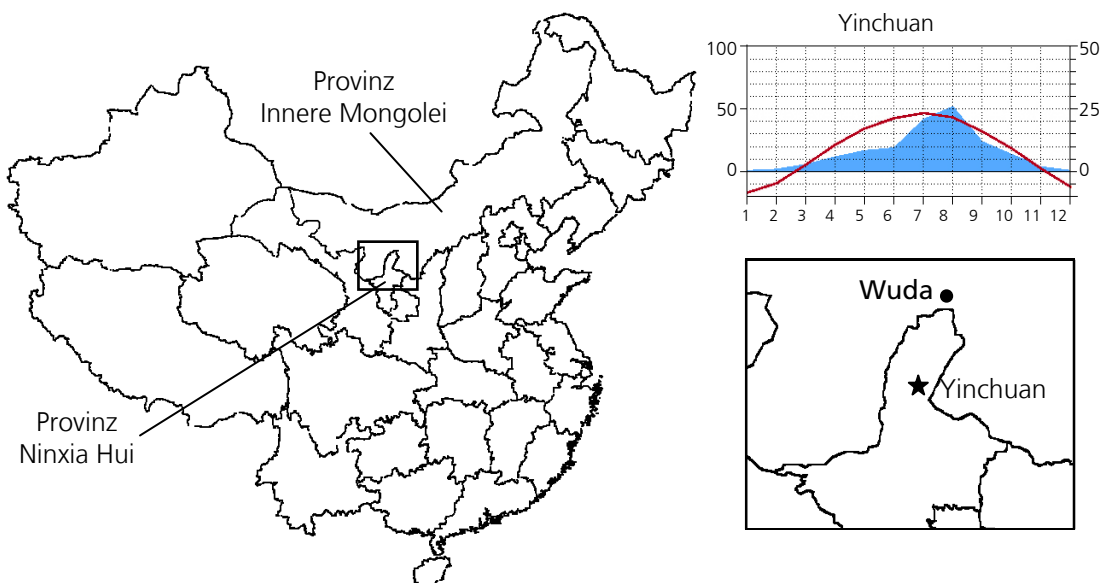


Abb. 1-4: Lage des Projektgebiets Wuda im Südwesten der chinesischen Provinz Innere Mongolei. Die Hauptstadt der benachbarten autonomen Provinz Ninxia Hui, Yinchuan, ist etwa 120 km entfernt. Das Klimadiagramm von Yinchuan (1.100 m NN) zeigt die Aridität dieser Region mit jährlichen Niederschlägen von nur 200 mm (KLIMADIAGRAMME, 2008).

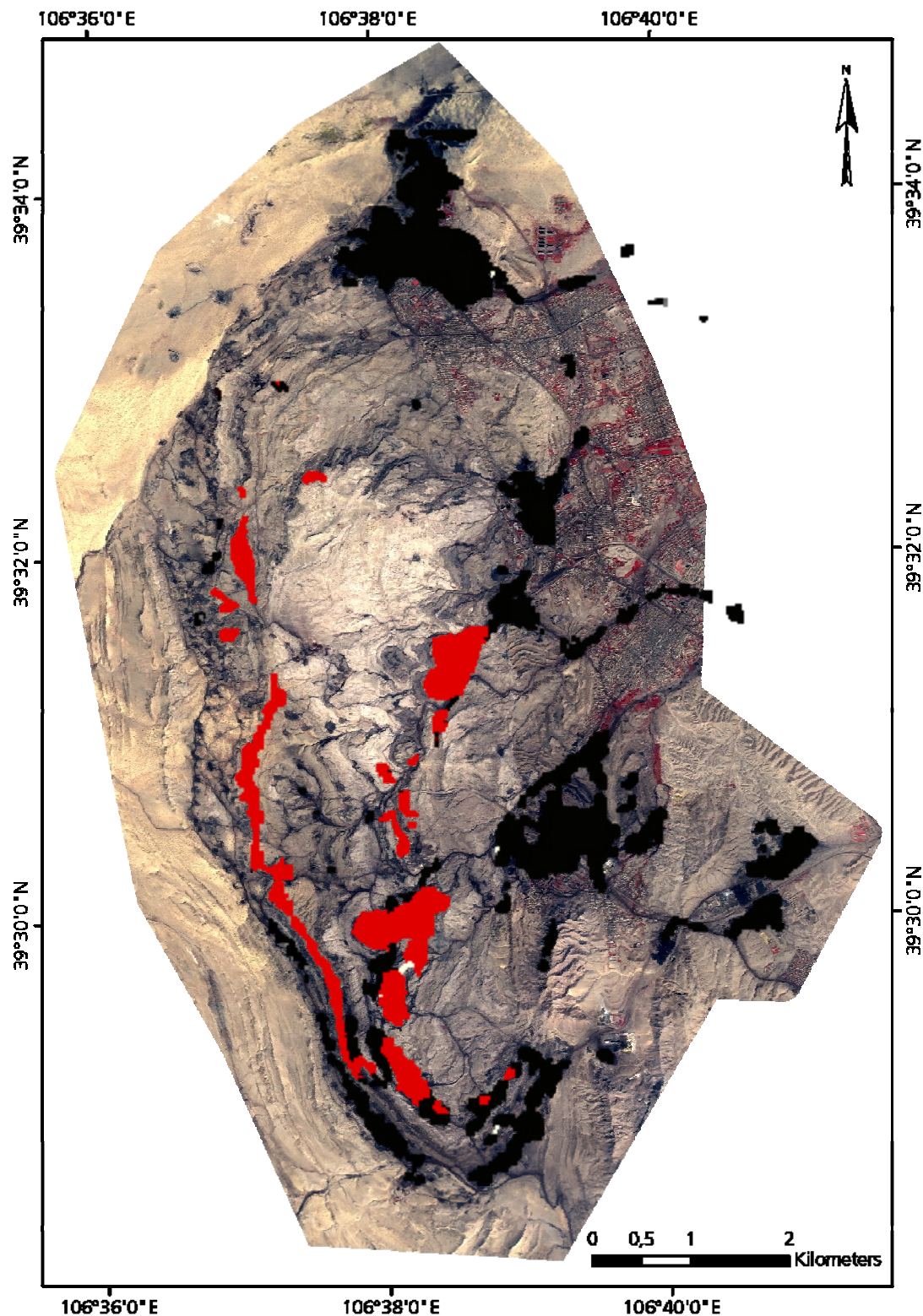


Abb. 1-5: Quickbird-Satellitenbild (coloured infrared) der ca. 4 mal 10 km großen Synklinale von Wuda, in der die Kohlen abgebaut werden (Quelle: DLR, 2003).

Das Satellitenbild aus dem Jahr 2003 zeigt den damaligen Abbauzustand. Die Kohle führenden Schichten sind Sand- und Tonfolgen zwischengeschaltet, die mit meist 5 bis 8° leicht geneigt sind. Jede Form offen zutage liegender Kohle kartierte KÜNZER (2005) aus einem Landsat-7-Satellitenbild (schwarze Flächen). Bekannte Feuerzonen, die während einer Feldkampagne im Jahr 2003 aufgenommen wurden, sind rot hervorgehoben. Seit dem Jahr 2005 wurden die Bergbaumaßnahmen enorm verstärkt, wodurch sich das Landschaftsbild und damit die Situation vor Ort wesentlich verändert haben.



Abb. 1-6: Landschaftsbild von Wuda aus dem Jahr 2004 (Photo: DLR, 2004).

Die Sand- und Tonsteine sind von großen Spaltensystemen durchzogen, die bei Einbrüchen unterirdischer Hohlräume entstanden sind. Sie erzeugen ein flachwelliges Relief.

Kohle ist in China immer noch Hauptenergieträger und deckt rund 78 % des Gesamtenergiebedarfs (WCI, 2007). Insbesondere der in den letzten Jahren steigende Energiebedarf führt zu einer großen Nachfrage, die sowohl von staatlichen (Abb. 1-7 a und Abb. 1-8) als auch kleinen privaten Zechen (Abb. 1-7 b) bedient wird. Im sogenannten „Krabbelbergbau“ werden Kohlen in Eigenregie mit z.T. nur sehr geringer technischer Ausrüstung direkt an der Oberfläche, wenn die Kohlen sehr oberflächennah lagern, und in kleineren Stollen abgebaut. Ergeben sich beim Abbau technische Schwierigkeiten, werden die Abbaustellen oder Stollen verlassen und an anderer Stelle neue angelegt. Eine Nachwirkung dieses unkontrollierten Abbaus kann auch der Einbruch des Deckgebirges über verlassenen Stollen sein (Abb. 1-6). Über die entstandenen Risse und Spalten ist dann ein Sauerstoffzutritt möglich, der sowohl hier als auch in offen gelassenen Gruben an der Oberfläche zur Selbstentzündung der Kohlen führen kann.

Seit den 70er Jahren sind in der Region von Wuda einzelne kleine Flözbrände bekannt. In den letzten Jahren weiten sie sich rapide aus und bilden große Feuerzonen. Die Feuer reichen dabei bis in eine Tiefe von ca. 50 m (ZHANG, 2004).



Abb. 1-7: Staatlicher und privater Abbau im Kohlerevier von Wuda, 2004 (Photos: DLR, 2004).

Bis 2004/2005 fand staatlicher Abbau ausschließlich untertage statt (a). In der rechten Bildhälfte ist ein Zugangsschacht zu sehen, im Hintergrund Abraum- und Kohlehalden und eine Kohle verarbeitende Fabrik. Privater Abbau findet an der Oberfläche und in kleineren Schächten statt (b).



Abb. 1-8: Beispiel für heutigen Abbau im Kohlegebiet von Wuda (Photo: DLR, 2008).

Seit 2005 wird die Kohle mit großem Gerät Übertage abgebaut und die natürliche Oberfläche dabei weitgehend zerstört. LKW transportieren die geschürfte Kohle ab. Eine Feuerzone (am linken Bildrand an den rötlichen Gesteinen erkennbar) wird umgangen und benachbarte Kohle abgebaut.

1.2 Aufgabenstellung und Ziel der Arbeit

Im Rahmen der Forschungsinitiative beschäftigt sich das DLR mit der von einem unterirdisch brennenden Feuer freigesetzten Energie und ihrer Auswirkungen auf Boden- und Oberflächentemperaturen (vgl. Abb. 1-2). Derzeit gibt es keine belastbaren Methoden um aus in Satellitenbildern erfassten Temperaturen auf die von einem Feuer freigesetzte Energie zu schließen. In diesem Kontext soll in der vorliegenden Arbeit die Energiebilanz an der Erdoberfläche unter Normalbedingungen, also ohne den Einfluss einer thermalen Anomalie z.B durch ein Kohlefeuer, untersucht werden. Dieser Ansatz ermöglicht eine Modellierung der normalerweise an der Tagesoberfläche auftretenden Temperaturen. Sind diese bekannt, ist eine Abgrenzung von Anomalien möglich. Gleichzeitig unterstützt dieser Ansatz die aktuellen Bemühungen, die Energiemengen der Feuerzonen quantifizieren zu können. Die folgenden Betrachtungen erfolgen für das vorgestellte Arbeitsgebiet Wuda, VR China.

Die Aufgabe dieser Arbeit besteht in der Entwicklung eines adäquaten Modells zur Beschreibung der Energiebilanzgrößen und speziell der Ermittlung von Oberflächen- und Bodentemperaturen unter Annahme langjähriger Normalbedingungen. Dabei sollen auch vorhandene Messwerte genutzt werden. Die Modellrechnungen erfolgen in sich geschlossen unter EXCEL; eine Erstellung eines lauffähigen Quellcodes der entwickelten Routinen wird im Rahmen dieser Arbeit nicht gewährleistet.

Alle auf die Energiebilanz im Arbeitsgebiet Einfluss nehmenden Prozesse bilden ein komplexes natürliches System. Zunächst werden die am Energieaustausch teilnehmenden Prozesse erfasst und beschrieben, sowie ihr Einfluss auf die Gesamtenergiebilanz abgeschätzt. Die Terme der Energiebilanz, die keine Relevanz für die Betrachtung aufweisen, werden begründet aus ihr ausgeschlossen (Kap. 2.1). Die unter den gegebenen Verhältnissen relevanten Energiebilanzgrößen geben die wichtigsten Eigenschaften des zu beschreibenden Systems an. Sie werden in einem Modell (bzw. mehreren Teilmodellen) zusammengefasst, das eine vereinfachte Darstellung des natürlichen Systems darstellt und im Folgenden seine Analyse ermöglicht. Hier wird somit ein mathematisches Modell verwendet, das die Abhängigkeit der Systemvariablen von Sekundärparametern mathematisch formuliert (IMBODEN & KOCH, 2003). In Kap. 4.1 werden die Parameter beschrieben, die auf Grund von notwendigen Vereinfachungen bei der Modellbildung unberücksichtigt bleiben. Durch die Vereinfachungen wird insgesamt ein überschaubares und mathematisch berechenbares Abbild des komplexen realen Systems erzeugt.

Der erste Modellierungsansatz geht von einer rein theoretischen Beschreibung der Bilanzgrößen und ihrer Parameter aus und berechnet sie ausschließlich auf der Basis von Modellwerten. Dabei lassen sich sowohl die Strahlungsbilanz als auch der Wärmehaushalt im Boden rein analytisch beschreiben. Der Bodenwärmestrom und die Bodentemperaturen werden hierbei über einen Näherungsansatz bestimmt, der von einer periodisch veränderlichen Oberflächentemperatur ausgeht. Dieser grundlegende Modellansatz wird unter der Nutzung realer Messwerte erweitert, was die Modellgenauigkeit deutlich verbessert und an die Besonderheiten des Untersuchungsgebiets anpasst. Das Modell stützt sich auf gemessene Oberflächentemperaturen, die an für das Untersuchungsgebiet als repräsentativ angesehenen Stellen aufgenommen wurden. Zudem werden aus einer Klimadatenbank vorliegende Lufttemperaturen genutzt. Messtechnisch nicht erfasste Größen werden weiterhin auf rein theoretischer Basis berechnet. Die Strahlungsbilanz wird hierfür über die im ersten Ansatz vorgestellten analytischen Formeln bestimmt, jedoch unter Einbeziehung vorhandener Luft- und Oberflächentemperaturen. Zur Berechnung von Bodentemperaturen und Bodenwärmeströmen werden hier ein analytischer und ein numerischer Ansatz vorgestellt, welche die gemessenen Oberflächentemperaturen einziehen. Die Teilergebnisse der Modellierungen werden anhand gemessener Bodentemperaturen überprüft und die Güte des Modells ermittelt. Danach erfolgt unter Zuhilfenahme weiterer Messwerte eine zusätzliche Anpassung der Modellierung der Bodentemperaturen an die lokalen Gegebenheiten.

Durch die erstellten Modelle sind innerhalb des lokalen Geltungsbereichs des Modells die Ableitung der zeitlich variablen Energiebilanzgrößen und daraus die Ermittlung von Oberflächen- und Bodentemperaturen möglich. Dies bildet eine Basis für zukünftige Vergleiche der über einer Feuerzone aus thermalen Satellitendaten abgeleiteten Oberflächentemperaturen mit den für Normalbedingungen modellierten Oberflächentemperaturen. Dies erlaubt die Erfassung feuerbedingter Temperaturanomalien an der Oberfläche sowie deren Quantifizierung. Detektierte Temperaturerhöhungen können dann in Beziehung zu der von einem Feuer freigesetzten Energie gesetzt werden, was derzeit noch nicht bzw. nur sehr eingeschränkt möglich ist. Damit unterstützt diese Arbeit die Beschreibung der Energiebilanz über einem Kohlefeuer. Nach den in Abb. 1-2 vorgestellten Ansätzen ist dies ebenfalls ein Beitrag für eine angestrebte realitätsnahe Abschätzung der von einem Feuer freigesetzten Treibhausgase in Hinblick auf die Entwicklung einer Löschmethodologie für das Kyoto-Protokoll.

2 Einführung in die Energiebilanz an der Erdoberfläche

Der Energieumsatz atmosphärischer Prozesse findet im Wesentlichen an der Erdoberfläche statt. Grundlage einer bilanzierten Betrachtung der Erdoberfläche ist die Tatsache, dass eine Oberfläche keine Masse besitzt. Aus diesem Grund kann die Erdoberfläche als solche keine Wärme speichern, sondern muss die gesamte, ihr zugeführte Energie an ihre Umgebung weiter geben. Dies erfolgt über Wärmestrahlung, -leitung und/oder Konvektion. Eine geschlossene Energiebilanz an der Erdoberfläche beschreibt also ein Gleichgewicht zwischen allen beteiligten Größen und Prozessen.

Um eine Beschreibung der Energiebilanz an der Erdoberfläche zu ermöglichen, betrachtet man eine idealisierte Grenzfläche zwischen Atmosphäre und Untergrund (die Eigenschaften einer idealen Grenzfläche werden in Kap. 4.1 definiert). Dabei können alle am Energieaustausch beteiligten Einflussgrößen direkt gemessen, aus anderen Parametern indirekt über Modelle ermittelt, oder als verbleibender Rest errechnet werden, wenn die anderen Größen bekannt sind. In der Wärmebilanzgleichung werden sie miteinander verrechnet und es wird eine Gesamtbilanz erstellt. Alle Größen der Energiebilanz beschreiben Vorgänge des Wärmetransports und werden deshalb als flächenbezogene Größen in W/m^2 angegeben (Leistungsdichten). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden Prozesse, die der Erdoberfläche Energie zuführen, positiv definiert während solche, die Energie von der Erdoberfläche abführen, negativ in die Bilanz eingehen. Die Gesamtbilanz ist positiv, wenn dem betrachteten System Wärme zugeführt wird und negativ, wenn ihm Wärme entzogen wird.

$$0 = Q_S + Q_B + Q_L + Q_V + Q_N + Q_A + Q_P + Q_T + Q_K + \dots \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 2-1: Allgemeine Wärmebilanzgleichung.

Q_S	Durch Sonneneinstrahlung zugeführte Energie (Strahlungsbilanz)	$[\text{W/m}^2]$
Q_B	Energiefluss in den bzw. aus dem Boden	$[\text{W/m}^2]$
Q_L	Konvektiver Wärmeaustausch mit der bodennahen Luftschicht (fühlbarer Wärmestrom)	$[\text{W/m}^2]$
Q_V	Verdunstungs- und Transpirationswärme (latenter Wärmestrom)	$[\text{W/m}^2]$
Q_N	Energiezu- bzw. -abfuhr durch Niederschlag	$[\text{W/m}^2]$
Q_A	Wärmezu- bzw. -abfluss von wärmeren oder zu kälteren Gebieten (Advektion)	$[\text{W/m}^2]$
Q_P	Wärmefluss durch Erwärmung und Assimilation von Pflanzen	$[\text{W/m}^2]$
Q_T	Wärmezufuhr durch thermale Quellen	$[\text{W/m}^2]$
Q_K	Wärmezufuhr aus dem Erdkern	$[\text{W/m}^2]$

Die Wärmebilanzgleichung umfasst je nach gewählter Komplexität beliebig viele Größen. Den Hauptteil machen in der Regel die ersten vier bis fünf Bilanzterme aus, die je nach lokalen Gegebenheiten unterschiedlich sind. In der Strahlungsbilanz Q_s werden ein- und ausgehende Strahlungsgrößen miteinander verrechnet. Tagsüber ist die Strahlungsbilanz in der Regel positiv und der Oberfläche wird Wärme zugeführt. Der Boden wirkt in Hinblick auf die Energiebilanz als Speicher (Q_B). Von der erwärmten Bodenoberfläche ausgehend wird die Wärme tagsüber in den Boden transportiert, während sie in den Nachtstunden, wenn die Strahlungsbilanz negativ ist, wieder zur Oberfläche geführt wird. Der Term Q_L beschreibt den Wärmeaustausch der Bodenoberfläche mit der bodennahen Luft. Die Transportrichtung entspricht in der Regel der des Wärmestroms im Boden. Die Größe dieses sogenannten fühlbaren Wärmestroms ist stark abhängig vom Bedeckungsgrad des Untergrunds und der Geschwindigkeit des überstreichenden Windes. Eine Pflanzendecke wirkt dabei stets ausgleichend auf den Wärmehaushalt. Die bei der Verdunstung und Evaporation von Pflanzen abgeführte Energie wird im latenten Wärmestrom Q_v zusammengefasst. Verdunstung verbraucht grundsätzlich Energie. Wie viel genau verbraucht wird, hängt vom Niederschlag, dem Bodenwassergehalt und anderen Parametern ab. In humiden Gebieten kann über Verdunstung bis zu 85 % der vorhandenen Energie abgeführt werden, während ihr Einfluss in ariden Gebieten, wenn nahezu kein Wasser vorhanden ist, vernachlässigbar klein ist. Niederschlag führt in Abhängigkeit von seiner Temperatur Wärmeenergie zu oder ab (Q_N). Außerdem kann Wärme zu benachbarten kälteren Gebieten abströmen oder von wärmeren Gebieten zuströmen (Advektion Q_A). Geringen Einfluss hat der Wärmefluss, den Pflanzen für ihre eigene Erwärmung und Photosynthese benötigen (Q_P). Zusätzliche Wärmequellen, wie sie z.B. nahe an Vulkanen, über Kohlebränden oder künstlichen thermalen Quellen auftreten, können dem System ebenfalls Wärme zuführen (Q_T). Als letzter Term ist noch die Wärmezufuhr aus dem Erdkern aufgeführt (Q_K).

Tagsüber wird der wesentliche Energiegewinn in der Regel durch die solare Einstrahlung erzielt und die Energie über den Boden, die bodennahe Luft, die Verdunstung von Wasser, etc. abgeführt. Nachts wird Energie hauptsächlich aus dem Boden und der angrenzenden Luft zur Oberfläche transportiert und von dort durch langwellige Ausstrahlung abgeführt. Eine geschlossene Energiebilanz setzt voraus, dass sich alle Bilanzgrößen stets ausgleichen. Einzelne Bilanzterme können bei Betrachtung eines begrenzten Teils der Erdoberfläche oder kürzeren Zeiträumen nicht ausgeglichen sein. Beispielsweise wird in den Sommermonaten tagsüber mehr Energie durch Einstrahlung zugeführt als nachts durch Ausstrahlung abgeführt wird und die Energiebilanz über einen Tag ist positiv.

Über die Jahre gesehen gleichen sich der Energiegewinn und -verlust der einzelnen Bilanzterme jedoch immer wieder aus, da sich im normalen Zustand Boden und Atmosphäre über Jahre gesehen weder erwärmen noch abkühlen. Bis heute hat sich ein Gleichgewicht eingestellt, das die Temperatur der Erde langfristig konstant hält. Ausgenommen hiervon ist die Abkühlung der Erde auf Grund der Abnahme der Wärmemenge im Erdkern, da sie für die betrachteten Zeiträume keine Relevanz besitzt.

2.1 Modelltechnische Vereinfachung der Energiebilanz

Ein umfassender Ansatz einer Energiebilanz an der Erdoberfläche, wie er in Gl. 2-1 dargestellt ist, ist aus mehreren Gründen aufwendig. Zum Einen ist für die genaue Beschreibung vieler Prozesse eine Vielzahl von Messwerten erforderlich, die oftmals nur unter hohem technischem oder finanziellem Aufwand beschafft werden könnten. Zum Anderen können einige Prozesse, wie beispielsweise Q_A und Q_P , selbst unter Berücksichtigung ausführlicher Messreihen und der Einbeziehung bekannter lokaler Gegebenheiten nicht oder nur schwer numerisch beschrieben werden.

Die in Gl. 2-1 aufgestellte Energiebilanz lässt sich v.a. durch Randbedingungen, die sich aus der naturräumlichen Ausstattung und geometrischen Ausdehnung des in Kap. 1.1 vorgestellten Untersuchungsgebiets Wuda, Nordchina, ergeben, vereinfachen. Von Bedeutung für die Festlegung des Modellumfangs sind v.a. das aride Klima, das nur mäßige Relief sowie die geringe Bodenbedeckung mit Vegetation. Alle unter diesen Voraussetzungen für die Energiebilanz nicht relevanten Bilanzterme bleiben daher unberücksichtigt und werden aus der Betrachtung ausgeschlossen. Das Modell umfasst dann die in diesem Fall wichtigsten Systemeigenschaften und wird dadurch mathematisch beschreibbar, außerdem überschaubar und robust. Innerhalb des nordchinesischen Kohlegürtels ist das Modell prinzipiell auf ähnliche Räume gleichen Maßstabs übertragbar.

In ariden Gebieten besitzen der Niederschlag und damit auch der Wassergehalt im Boden, die Luftfeuchtigkeit und die Verdunstung keinen relevanten Einfluss auf die Energiebilanz und können somit unberücksichtigt bleiben. Auf Grund des Klimas, des fehlenden Wassers und der aus dem Untergrund kommenden Wärme und Gase findet nur eingeschränktes Pflanzenwachstum statt. Daher muss eine Vegetationsbedeckung sowie alle damit verbundenen Prozesse nicht betrachtet werden. Die Advektion ist ein Faktor, der v.a. in bergigem Gelände eine große Rolle spielt. Sie kann für dieses Gelände mit nur geringen Reliefunterschieden, auch in Hinsicht auf die zur Beschreibung nötigen komplexen Messungen, vernachlässigt werden. Die von Pflanzen bei der Photosynthese verbrauchte Wärmemenge und die aus dem Erdkern stammende Energie (im Mittel ca. $0,067 \text{ W/m}^2$ nach HARTGE & HORN, 1991) sind auf Grund ihrer, im Vergleich zu den anderen Wärmeflüssen, geringen Größen zu vernachlässigen, da sie unter der erwarteten Genauigkeitsgrenze des Modells liegen. Zusätzliche Wärmequellen sollen in diesem Modell unberücksichtigt bleiben, da ein Modell entwickelt wird, das den Zustand unter ungestörten Bedingungen beschreibt. Mit diesen Einschränkungen werden die Größen Q_N , Q_V ,

Q_P , Q_A , Q_T und Q_K ausgeschlossen und es kann eine neue Energiebilanz aufgestellt werden, welche ausschließlich die unter den gegebenen Voraussetzungen relevanten Größen enthält.

$$0 = Q_S + Q_B + Q_L \quad [W/m^2]$$

Gl. 2-2: Vereinfachte Wärmehaushaltsgleichung als Grundlage der Modellierung.

Q_S	Durch Sonneneinstrahlung erhaltene Energie (Strahlungsbilanz)	$[W/m^2]$
Q_B	Energiefluss in den bzw. aus dem Boden	$[W/m^2]$
Q_L	Konvektiver Wärmeaustausch mit der bodennahen Luftschicht	$[W/m^2]$

Die betrachteten Prozesse lassen sich in zwei große Blöcke einteilen: einerseits Prozesse, die sich in der Atmosphäre abspielen, im Wesentlichen die Strahlungsbilanz Q_S , und andererseits Wärmeprozesse im Boden (Q_B). Sie werden im Folgenden ausführlich beschrieben. Parameter, über die der fühlbare Wärmestrom Q_L beschrieben werden kann, werden derzeit im Projekt nicht messtechnisch erfasst: Q_L kann daher derzeit lediglich als Restglied berechnet werden und wird deshalb nicht gesondert betrachtet. Einen Ansatz zur numerischen Beschreibung findet man u.a. bei GEIGER et al. (1995) und OKE (1987).

2.2 Betrachtung der Strahlungsbilanz

Die auf die Erde treffende Sonneneinstrahlung ist die Grundlage aller biologischen Prozesse und wichtigster Energielieferant auf unserem Planeten. Ihre räumliche und zeitliche Verteilung steuert den Wärme- und Wasserhaushalt der Ökosysteme und ist lebenswichtig für Tiere und Pflanzen. Strahlung ist ein physikalischer Vorgang, bei dem Energie ohne materiellen Träger mit Hilfe elektromagnetischer Wellen transportiert wird (HÄCKEL, 1999). Beim Wärmeübergang durch Strahlung wird Energie nicht, wie beispielsweise bei der Wärmeleitung, ausschließlich vom wärmeren zum kälteren Körper übertragen. Jeder Körper gibt entsprechend seiner Temperatur und Emissivität Strahlungsenergie ab (schwarzer/grauer Strahler) und empfängt die von seiner Umgebung ausgesandte Strahlung.

Die Sonne sendet entsprechend ihrer Temperatur Strahlung mit einem Wellenlängenmaximum im Bereich des sichtbaren Lichts (0,4 bis 0,7 μm) aus. Ihr Spektrum weicht nur wenig von jenem eines idealen schwarzen Strahlers gleicher Temperatur ab, das über das Planck'sche Strahlungsgesetz berechnet werden kann (vgl. Abb. 4-2). Die solare Strahlungsenergie liegt zu ca. 99 % im kurzwelligen Bereich des Spektrums zwischen 0,2 und ca. 3 μm (HÄCKEL, 1999). Insgesamt 45 % der von der Sonne kommenden Gesamtsstrahlungsleistung werden von der Atmosphäre je nach Trübung direkt wieder in den Weltraum reflektiert oder gestreut sowie von ihren Bestandteilen absorbiert. Die restlichen 55 % erreichen als direkte und diffuse, also in der Atmosphäre gestreute Strahlung, den Erdboden. 4 % davon werden in Abhängigkeit des Bedeckungsgrades der Bodenoberfläche sofort wieder reflektiert, während die restlichen knapp 51 % absorbiert werden. Die Energieabgabe der Erde erfolgt über langwellige Strahlung ($\lambda > \text{ca. } 3 \mu\text{m}$), die entsprechend der Temperatur emittiert wird. Ein großer Teil der auf diesem Wege von der Erdoberfläche abgegebenen Strahlung wird wiederum von den Atmosphärenteilchen absorbiert und zurückgestrahlt. Dieser Effekt führt dazu, dass sich stets ein gewisser Betrag an Strahlung und damit Wärmeenergie in der Erdatmosphäre aufhält, was ihren Gesamtwärmegehalt und damit die mittlere Temperatur der Erde um ca. 32 °C erhöht (HÄCKEL, 1999; natürlicher Treibhauseffekt).

Zwischen den ein- und ausgehenden Strahlungsflüssen hat sich ein Gleichgewicht eingependelt, das die Erde langfristig bei einer stabilen Temperatur hält (Abb. 2-1). Der Begriff der Strahlungsbilanz (net radiation) gibt den Energiebetrag an, welcher der Oberfläche durch solare Strahlung zu- bzw. durch emittierte Strahlungsanteile abgeführt wird.

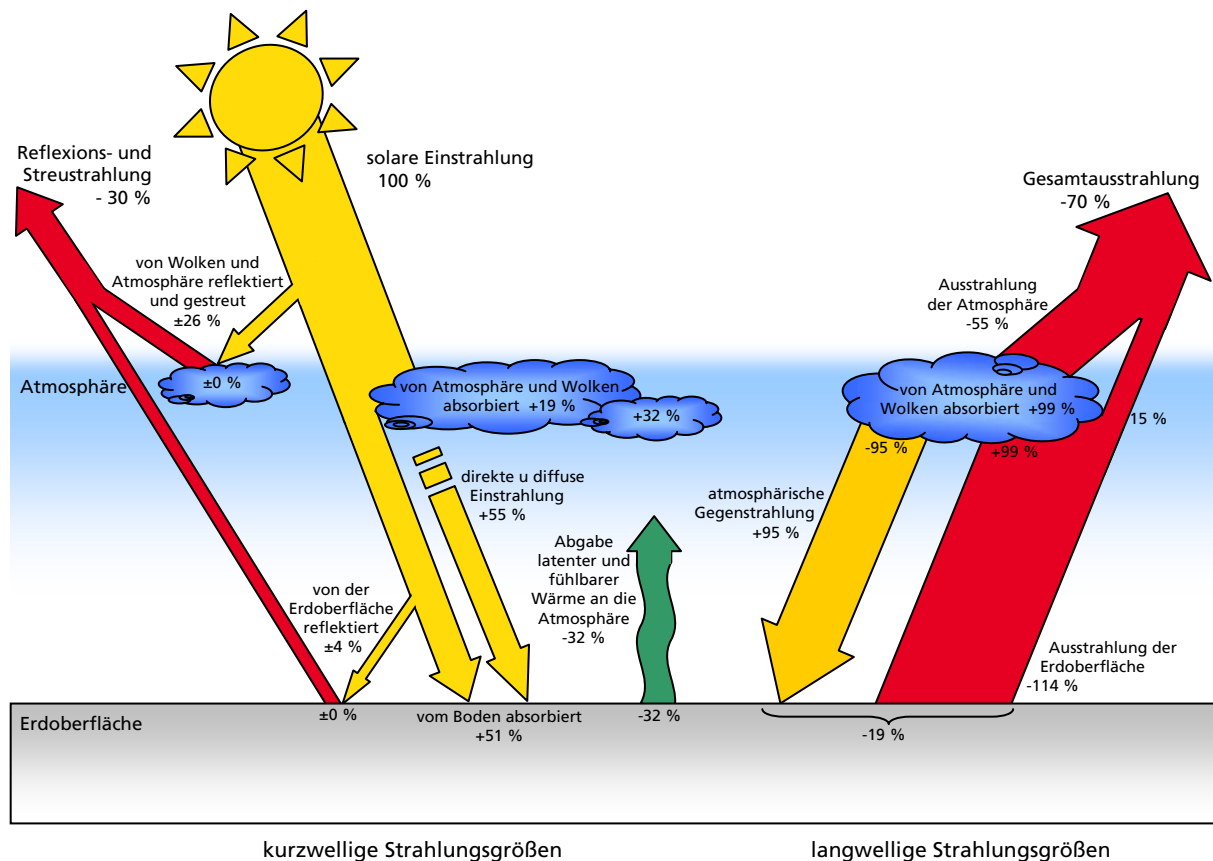


Abb. 2-1: Schematische Darstellung des Energiehaushalts von Erde und Atmosphäre (nach HÄCKEL, 1999). Links ist der kurzwellige Strahlungsumsatz im Mittel über die ganze Erde und das ganze Jahr. Strahlungsflüsse, die der Erde Energie zuführen, sind gelb, solche, die Energie abführen rot eingefärbt. Die durch den fühlbaren und den latenten Wärmestrom abgegebene Wärme ist eingezeichnet, obwohl sie kein Strahlungsglied ist. Sie gleicht die Gesamtbilanz aus.

2.2.1 Größen der Strahlungsbilanz

Die Solarstrahlung wird beim Durchgang durch die Erdatmosphäre abgeschwächt, so dass der am Boden ankommende Strahlungsfluss deutlich geringer ist als ihr Äquivalent außerhalb der Atmosphäre (TOA, top of atmosphere). Dazu tragen Streuung, Absorption und Reflexion an den unterschiedlichen Bestandteilen der Erdatmosphäre (u.a. an Aerosolen) bei. Diese Wechselwirkung mit den Atmosphärenteilchen spaltet die ein- und ausgehende Strahlung zudem in mehrere kurz- und langwellige Strahlungsgrößen auf.

Energie zuführende Strahlungsgrößen

Die direkte Strahlung ist räumlich gerichtet, d.h. sie durchläuft die Erdatmosphäre ungehindert entlang eines geometrisch geradlinigen Weges. Das verursacht deutliche, sowohl großräumige (breitengradabhängige) als auch kleinräumige (durch Exposition und Flächenneigung bedingte) Unterschiede der auftreffenden Strahlungsmenge. Da das Maximum der von der Sonne kommenden Strahlung im gelb-grünen Wellenlängenbereich um $0,6\ \mu\text{m}$ liegt und sich die Wellenlänge bei einer ungehinderten Ausbreitung in der Erdatmosphäre nicht verändert, liegt auch die auf den Boden treffende direkte Einstrahlung im kurzwelligen Bereich.

Zur diffusen Strahlung trägt die Strahlungsenergie bei, die auf ihrem Weg durch die Atmosphäre an den dort befindlichen Molekülen, Aerosolen, etc. abgelenkt wurde. Die Streuung ist abhängig von der Wellenlänge und der Größe der streuenden Teilchen. In der Gesamtbetrachtung ist sie in ihrer Ausbreitungsrichtung ungerichtet und scheint gleichmäßig aus der gesamten Himmelshalbkugel zu kommen („Himmelsstrahlung“). Ihr Anteil an der Einstrahlung ist stark vom Gehalt der streuenden Teilchen in der Atmosphäre und damit auch von der Bewölkung abhängig. Bei wolkenlosen Bedingungen ist sie im Vergleich zur direkten Strahlung mengenmäßig deutlich geringer, während sie bei bedecktem Himmel den Hauptteil der Strahlungsleistung ausmacht. Durch die Veränderung dieses Strahlungsanteils in der Atmosphäre verschiebt sich das Wellenlängenmaximum in den Bereich des blauen Lichts, liegt aber weiterhin im kurzwelligen Spektralbereich.

Direkte und diffuse Strahlung machen den größten Teil der eingehenden Sonneneinstrahlung aus und haben die größte Relevanz für Wärme- und Wasserhaushalt der Tiere und Pflanzen. Die beiden Größen werden deshalb oft zur Globalstrahlung zusammengefasst. Nach Abb. 2-1 kommen von der extraterrestrischen Sonnenstrahlung nur durchschnittlich 55% als Globalstrahlung am Boden an, davon 26 % als direkte und 29 % als diffuse Strahlung. Fällt von der Umgebung reflektierte Globalstrahlung auf eine Fläche, wird sie als Umgebungsstrahlung bezeichnet.

Der einzige langwellige Strahlungsanteil, welcher der Erdoberfläche Energie zuführt, entsteht durch die schon genannte Strahlungsabsorption in der Atmosphäre. Jeweils ein Teil der von der Sonne kommenden kurzwelligen Strahlung sowie der vom Erdboden ausgesandten langwelligen Wärmestrahlung wird von den Atmosphärenteilchen (hauptsächlich Wasserdampf und Kohlendioxid) absorbiert. Diese Absorption ist im langwelligen Spektralbereich entsprechend der selektiven Absorptionseigenschaften der Atmosphärenteilchen verstärkt. Das erhöht die

Wärmeenergie der Atmosphäre, wodurch sie wiederum langwellige Strahlung emittiert. Der Teil, der davon auf die Erdoberfläche trifft, wird als atmosphärische Gegenstrahlung bezeichnet.

Energie abführende Strahlungsgrößen

Die Reflexion einfallender Strahlung an der Bodenoberfläche bestimmt den Anteil, der von den eingehenden Strahlungsgrößen für den weiteren Energieumsatz zur Verfügung steht. Reflexion findet fast ausschließlich im kurzwelligen Bereich statt; im langwelligen Bereich ist sie vernachlässigbar gering. Der Reflexionsfaktor für kurzwellige Strahlung ist die Albedo. Ihre Größe und damit auch der Anteil der reflektierten Energie hängen vor allem vom Untergrundmaterial, seinem physikalischen Zustand, der Oberflächenrauigkeit und –farbe und der Beleuchtungsgeometrie ab. Da bei der Reflexion die Wellenlänge nicht verändert wird, ist auch diese Strahlungskomponente kurzwellig.

Der Boden und seine Oberfläche erwärmen sich v.a. infolge der kurzwelligen Einstrahlung. Nach dem Planck'schen Strahlungsgesetz gibt jeder Körper, dessen Temperatur über dem absoluten Nullpunkt liegt, Wärme in Form von Strahlung ab (s. Kap. 4.5). Das Strahlungsmaximum der ausgesandten Energie kann je nach Temperatur des Körpers nach dem Wien'schen Verschiebungsgesetz berechnet werden und liegt beispielsweise für die Sonne im kurzwelligen Bereich mit einem Strahlungsmaximum zwischen 0,4 und 0,7 μm oder auf Grund der geringen Temperatur der Erdoberfläche im langwelligen Strahlungsbereich mit einem Maximum bei ca. 10 μm . Diese langwellige Wärmestrahlung ist der Hauptmechanismus für die Energieabgabe der Erde. Auch die Teilchen innerhalb des Bodens emittieren Strahlung entsprechend ihrer Temperatur, die jedoch sofort wieder von den benachbarten Teilchen absorbiert wird. Ausschließlich die Strahlung der Teilchen, die innerhalb der äußersten 10 μm liegen, dringt nach außen, weshalb man vereinfachend von einer strahlenden Oberfläche spricht.

Gesamtbetrachtung

Der Betrag der genannten Strahlungsgrößen variiert mit der über den Tag unterschiedlichen Orientierung der betrachteten Fläche zur Sonne, den Eigenschaften von Oberfläche und Untergrund und deren Temperatur. Durch eine Bilanzierung der ein- und ausgehenden Strahlungsgrößen kann der Energiebetrag ermittelt werden, der für den weiteren Energietransport (i.w.S. in den Boden und die bodennahe Luft) zur Verfügung steht.

2.3 Erwärmung der Geländeoberfläche und Prozesse der Wärmeausbreitung im Untergrund

Der durch Strahlungsenergie an der Erdoberfläche zur Verfügung stehende Energiebetrag ist tagsüber in der Regel positiv. In Abhängigkeit von den Eigenschaften der Oberfläche und des Untergrunds führt er zunächst zu einer Erwärmung der Oberfläche. An südexponierten Hängen ist die Zufuhr von Strahlungsenergie entsprechend der längeren Sonnenscheindauer und dem steileren Einfallen der Strahlen deutlich höher als an horizontalen oder nordexponierten Flächen (auf der Nordhalbkugel). Die Oberflächentemperaturen sind dort entsprechend höher.

Ausgehend von der erwärmten Oberfläche breitet sich die Energie tagsüber in den Untergrund hinein aus. Ist die oberste Schicht ein Boden oder Lockersediment, besteht diese zu unterschiedlichen Anteilen aus organischen und/oder kristallinen Bestandteilen verschiedener Größe. Zwischen den Partikeln bestehen Hohlräume, die partiell mit Wasser gefüllt sein können. Steht an der Oberfläche ein unbedecktes Festgestein an, besteht dieses je nach Gesteinstyp, -zusammensetzung etc. aus einer mehr oder weniger dichten Matrix unterschiedlicher kristalliner Feststoffe und kann Poren oder Klüfte aufweisen, die ebenfalls luft- oder wassergefüllt sein können. Im Folgenden wird neben dem Begriff Untergrund während der gesamten Betrachtung der Begriff „Boden“ verwendet, der aus Gründen der Übersichtlichkeit stellvertretend für jeden Typ des Untergrunds steht. Es ist bekannt, dass dies nicht der in der Literatur gängigen Nomenklatur entspricht.

Die thermisch wirksamen Bodeneigenschaften legen die Randbedingungen für den Wärmetransport fest. Faktoren wie das Porenvolumen, der Wassergehalt und die Größe der Gradienten, die direkt oder indirekt einen Wärmetransport auslösen, bestimmen, auf welche Arten der Energietransport im Untergrund stattfindet. Er kann zu unterschiedlichen Anteilen über Strahlung, Leitung und Konvektion erfolgen. Strahlung spielt ausschließlich an der Oberfläche sowie in Hohlräumen eine Rolle. Wärmeleitung ist der primäre Transportprozess von Wärme im Boden. Dabei wird Wärme als kinetische Energie von Molekül zu Molekül übertragen. Zusätzlich findet Konvektion, also der Wärmetransfer mit dem Massenstrom eines im Boden enthaltenen Stoffes wie Wasser oder Gas statt. Der Wärmetransport in Böden geschieht jedoch immer ausgesprochen langsam. Schichten mit bewegungslosen Gasen und Fluiden gelten als perfekte Isolatoren (MONOTEITH & UNSWORTH, 1990).

Der Wärmehaushalt des Bodens wird von der Strahlungsbilanz, dem Wasser- und dem Lufthaushalt gesteuert. Jeder der Faktoren unterliegt sowohl jährlichen als auch täglichen Schwankungen. Der absolute Wärmegehalt eines Körpers kann nicht bestimmt werden, da er eine Funktion des Zustands des Systems ist (vgl. HANKS & ASHCROFT, 1980). Änderungen des Wärmegehalts machen sich allerdings in einer Änderung der Bodentemperatur bemerkbar und sind dadurch leicht zu bestimmen.

Die Temperatur des Untergrunds ist das Ergebnis seines gesamten Wärmehaushalts. Ihr zeitlicher und räumlicher Verlauf (Amplituden, Phasenverschiebungen etc.) ist ein wesentlicher Standortfaktor eines Bodens. Als solche hat sie Einfluss auf alle biologischen Prozesse wie das Keimen und Wachsen von Pflanzen, alle mikrobiologischen Aktivitäten sowie die Art und die Geschwindigkeit der im Boden ablaufenden chemischen Reaktionen. Der typische Temperaturverlauf schwankt v.a. mit der sich jahreszeitlich sowie täglich ändernden Einstrahlung. Dabei bilden die kurzperiodischen täglichen Schwankungen hochfrequente Modulationen der jährlichen Schwankungen. Tägliche Temperaturschwankungen reichen in Abhängigkeit vom Typ des Untergrunds und dessen thermischen Eigenschaften bis in 50 bis 100 cm, während der jahreszeitbedingte Wechsel in Tiefen zwischen 8 und 15 m endet (EIMERN, v. & HÄCKEL, 1984).

2.3.1 Thermophysikalische Kenngrößen zur Beschreibung der Untergrundeigenschaften

Bei der Betrachtung von Wärmetransporten werden der Zustand und das Verhalten eines Untergrunds durch seine physikalischen Eigenschaften definiert. Die Dichte ρ (total bulk density) eines porösen Festkörpers ist seine Masse, bezogen auf sein Volumen einschließlich seiner Porenräume. Die Wärmekapazität C_w (thermal heat capacity) ist die Eigenschaft eines Körpers, die ihm zugeführte Energie aufzunehmen und in eine Temperaturerhöhung umzusetzen. Für einen beliebig großen und schweren Körper kann sie als Stoffeigenschaft angegeben werden (C_w), oder sie wird auf eine Einheitsmasse oder ein Einheitsvolumen normiert (c_w bzw. $c_{w\ vol}$). Die Wärmeleitfähigkeit Λ (thermal conductivity) gibt die Wärme an, die pro Zeiteinheit durch ein Medium einheitlicher Größe und Temperatur fließt und ist damit ein Maß dafür, wie schnell die Wärme in den Untergrund geleitet wird. Sie ist die Größe, die den direkten Einfluss des Untergrunds auf den Wärmetransport beschreibt, ist messtechnisch jedoch nur aufwendig zu ermitteln. Je größer Λ ist, desto mehr Energie wird in tiefere Schichten transportiert. Ebenso wie die anderen Größen ist sie von der Feuchte, der Porosität und der Leitfähigkeit der Bodenpartikel abhängig. Über Messungen besser zu bestimmen ist die Temperaturänderung pro Zeit und Strecke und damit die Geschwindigkeit, mit welcher Wärme durch ein Material befördert wird. Sie wird durch die Temperaturleitfähigkeit κ angegeben (thermal diffusivity), die über das Verhältnis von Wärmeleitfähigkeit zu volumetrischer Wärmekapazität definiert ist. Gängigerweise wird κ als Grundlage zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit verwendet. Die thermophysikalischen Eigenschaften zeigen alle eine leichte Temperaturabhängigkeit, die gegebenenfalls unter erhöhten Temperaturbedingungen berücksichtigt werden muss (VOSTEEN & SCHELLSCHMIDT, 2003).

Um einen Boden als heterogenes Gemisch mehrerer Komponenten und Phasen beschreiben zu können, werden die einzelnen Kenngrößen wenn möglich aus der Zusammensetzung des Bodens und den Eigenschaften der Bestandteile errechnet. Die Eigenschaften der einzelnen Bodenbestandteile können aus Stoffwerttabellen bestimmt werden. Tab. 2-1 ist eine Auflistung gängiger Stoffwerte. Bei der Berechnung der Gesamtgrößen wird der Beitrag der Bodenluft auf Grund seiner geringen Größe in der Regel nicht berücksichtigt. Die für die Bodenzusammensetzung berechneten Eigenschaften werden dem gesamten Untergrund zugewiesen. Der Untergrund wird dann als homogener Körper betrachtet.

Dichte:
$$\rho = \frac{m_{\text{total}}}{V_{\text{total}}} = \frac{m_{\text{fest}} + m_{\text{Wasser}} + m_{\text{Luft}}}{V_{\text{total}}} \quad [\text{kgm}^3]$$

$$= x_{\text{fest}} \cdot \rho_{\text{fest}} + x_{\text{Wasser}} \cdot \rho_{\text{Wasser}} + x_{\text{Luft}} \cdot \rho_{\text{Luft}}$$

Wärmekapazität:
$$C_w = \frac{E}{\Delta T} \quad [\text{J/K}]$$

$$c_w = \frac{C_w}{m} = \frac{C_w}{\rho \cdot V} \quad [\text{J/kgK}]$$

$$= x_{\text{fest}} \cdot c_{w \text{ fest}} + x_{\text{Wasser}} \cdot c_{w \text{ Wasser}} + x_{\text{Luft}} \cdot c_{w \text{ Luft}}$$

$$c_{w \text{ vol}} = c_w \cdot \rho \quad [\text{J/Km}^3]$$

Temperaturleitfähigkeit:
$$\kappa = \frac{\Lambda}{\rho \cdot c_w} = \frac{\Lambda}{c_{w \text{ vol}}} \quad [\text{m}^2/\text{s}]$$

Gl. 2-3: Physikalische Eigenschaften eines Untergrunds, die einen Einfluss auf dessen thermales Verhalten nehmen.

ρ	Dichte	$[\text{kg/m}^3]$
m	Masse	$[\text{kg}]$
V	Volumen	$[\text{cm}^3, \text{m}^3]$
C_w	Wärmekapazität (Stoffeigenschaft)	$[\text{J/K}]$
E	Energie	$[\text{J}]$
ΔT	Temperaturerhöhung	$[\text{K}]$
c_w	Spezifische Wärmekapazität (auf Masse normiert)	$[\text{J/kgK}]$
x	Volumenanteil eines Stoffes	$[-]$
$c_{w \text{ vol}}$	Volumetrische Wärmekapazität (auf Volumen normiert)	$[\text{J/Km}^3]$
κ	Temperaturleitfähigkeit	$[\text{m}^2/\text{s}]$
Λ	Wärmeleitfähigkeit	$[\text{W/mK}]$

Der Wassergehalt beeinflusst jede Art des Wärmetransports stark, was im Wesentlichen an der hohen Wärmekapazität des Wassers liegt (vgl. Tab. 2-1). Sowohl der Wärmetransport über Leitung, als auch durch Konvektion steigt mit dem Vorhandensein von Wasser in flüssiger oder gasförmiger Form. Ein nasser Boden kann mehr Wärme speichern, erwärmt sich dadurch aber auch langsamer. Die Schwankungen innerhalb eines definierten Zeitraums verlaufen dann ausgeglichener.

Tab. 2-1: Gängige Werte für die thermalen Eigenschaften verschiedener Untergrundmaterialien bei der Standardtemperatur von 25 °C (nach MONOTEITH & UNSWORTH, 1990, und SABINS, 1997).

		Dichte ρ [g/cm ³]	Spezifische Wärmekapazität C_w [J/gK]	Wärme- leitfähigkeit λ [W/K m]	Temperatur- leitfähigkeit a, κ [10 ⁻⁶ m ² /s]
Boden- bestandteile	Wasser	1,00	4,18	0,57	0,14
	Quarz	2,66	0,80	8,80	4,18
	Tonminerale	2,65	0,90	2,92	1,22
	Luft	0,0012	1,01	0,025	20,50
	organische Bestandteile	1,30	1,92	0,25	0,10
Böden, Lockersedimente	sandiger Boden (Porosität 40%)	trocken	1,60	0,80	0,30
		20% H ₂ O	1,80	1,18	1,80
		40% H ₂ O	2,00	1,48	2,20
	toniger Boden (Porosität 40%)	trocken	1,60	0,89	0,25
		20% H ₂ O	1,80	1,25	1,18
		40% H ₂ O	2,00	1,55	1,58
	sandiger Kies	2,10	0,84	2,51	1,40
	Kies	2,00	0,75	1,25	0,80
Gesteine	Sandstein	2,50	0,80	5,02	1,30
	Kalkstein	2,50	0,71	2,01	1,10
	Granit	2,60	0,67	3,14	1,60
	Basalt	2,80	0,83	2,09	0,90

2.3.2 Wärmeübertragung durch Konduktion: Bodenwärmestrom

Wärmeleitung (Konduktion) tritt grundsätzlich in jedem Boden auf. In einem zerklüfteten Boden ist sie der primäre Transportprozess für Wärme. Wie groß der Wärmetransport durch Leitung ist, ist vom Zusammenwirken von Wärmekapazität und -leitfähigkeit abhängig (HARTGE & HORN, 1991). Die Amplitude der an der Oberfläche als Resultat der solaren Strahlung auftretenden Temperaturwelle wird umso kleiner sein, je größer die Wärmekapazität und die Wärmeleitfähigkeit des Bodens sind, da eine hohe Wärmekapazität aussagt, dass viel Wärme aufgewendet werden muss, um eine Temperaturerhöhung herbeizuführen und eine hohe Wärmeleitfähigkeit vorhandene Wärme schnell abfließen lässt. Entsprechend wird nachts der Temperaturabfall am geringsten sein, weil der Boden genug gespeichert hat und auch die nötige Leitfähigkeit hat, um die Wärme wieder an die Oberfläche zu bringen.

Aus der Temperaturänderung des Bodens über Tiefe und Zeit lässt sich der sogenannte Bodenwärmestrom Q_B bestimmen, der den Wärmetransport im Boden durch Konduktion beschreibt. Er ist als Speicheränderungsrate definiert (pro Zeiteinheit und Fläche transportierte Energie). Ein Energiefluss entsteht mit dem Vorhandensein eines Gradienten, also der Änderung einer Eigenschaft pro Wegstrecke. Der am Tag nach unten gerichtete Bodenwärmestrom ist beispielsweise Folge des Temperaturunterschieds, der zwischen der durch die Sonneneinstrahlung erwärmten Oberfläche und dem kühleren Untergrund herrscht. Genauso ist der Temperaturunterschied Folge des mit der Tiefe abnehmenden Bodenwärmestroms. Da dieser Wärmestrom Energie von der Oberfläche abführt, trägt er ein negatives Vorzeichen. In der Nacht kehrt sich der Bodenwärmestrom um und transportiert die Wärme zurück an die Oberfläche, wo durch die negative Strahlungsbilanz ein Energiedefizit herrscht (positives Vorzeichen des Bodenwärmestroms). Bildet man einen Mittelwert über längere Zeiträume (z.B. ein Jahr), ist die Bilanz des Bodenwärmestroms nahezu ausgeglichen. Die mittlere Temperatur des Untergrunds ändert sich also nicht.

Wie groß Q_B im Vergleich zu den anderen Wärmeströmen ist, die tagsüber Energie von der Bodenoberfläche abführen, hängt im Wesentlichen von der Vegetationsbedeckung und der Bodenfeuchte ab. Ist der pflanzliche Bedeckungsgrad hoch und viel oberflächennahes Wasser zur Verdunstung vorhanden, kann der Bodenwärmestrom vernachlässigbar klein werden. In früheren Betrachtungen wurde er aus diesem Grund gänzlich vernachlässigt. Der Bodenwärmestrom steigt bei geringerer Vegetationsbedeckung und steigender Bodenfeuchte an und kann die gleichen Größenordnungen wie der fühlbare oder der latente Wärmestrom

annehmen (KUSTAS & DAUGHTRY, 1990). In ariden Gebieten, wenn der Bedeckungsgrad und der latente Wärmefluss vernachlässigbar gering werden, nimmt der Bodenwärmestrom sogar den größten Anteil der Strahlungsbilanz ein.

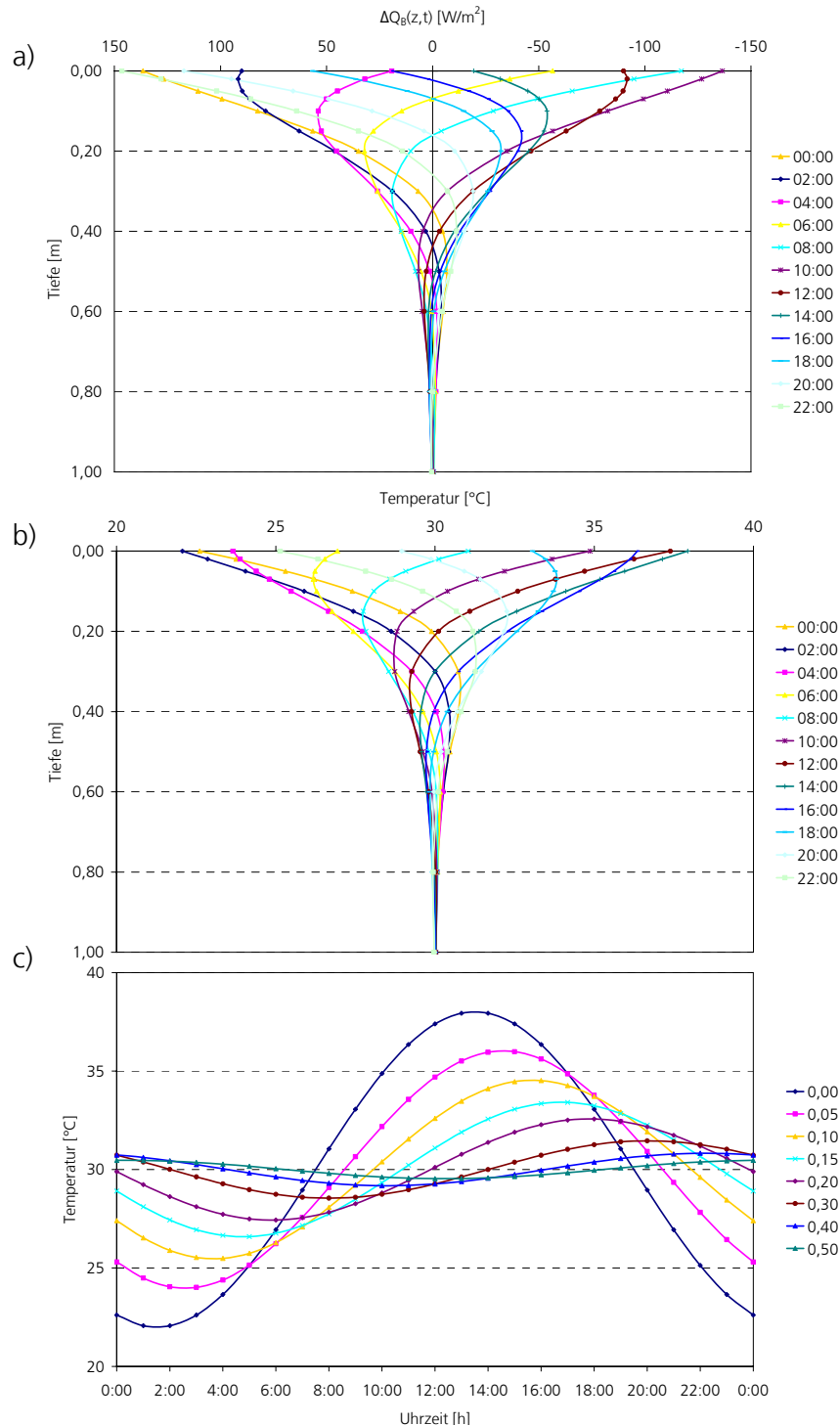


Abb. 2-2: Beispiel einer idealisierten täglichen Schwankung des Bodenwärmestroms und der Bodentemperaturen um das Tagesmittel (nach HILLEL, 2004).

In Bild a ist der tägliche Verlauf des Bodenwärmestroms und in Bild b die tägliche Varianz der Bodentemperaturen dargestellt. Die Kurven sind im Abstand von zwei Stunden aufgetragen. Bild c zeigt dieselben Bodentemperaturen, die hier die Temperaturschwankungen in bestimmten Tiefen darstellen. In einer Tiefe von 60 cm werden die täglichen Temperaturschwankungen für den hier betrachteten Sandstein vernachlässigbar klein.

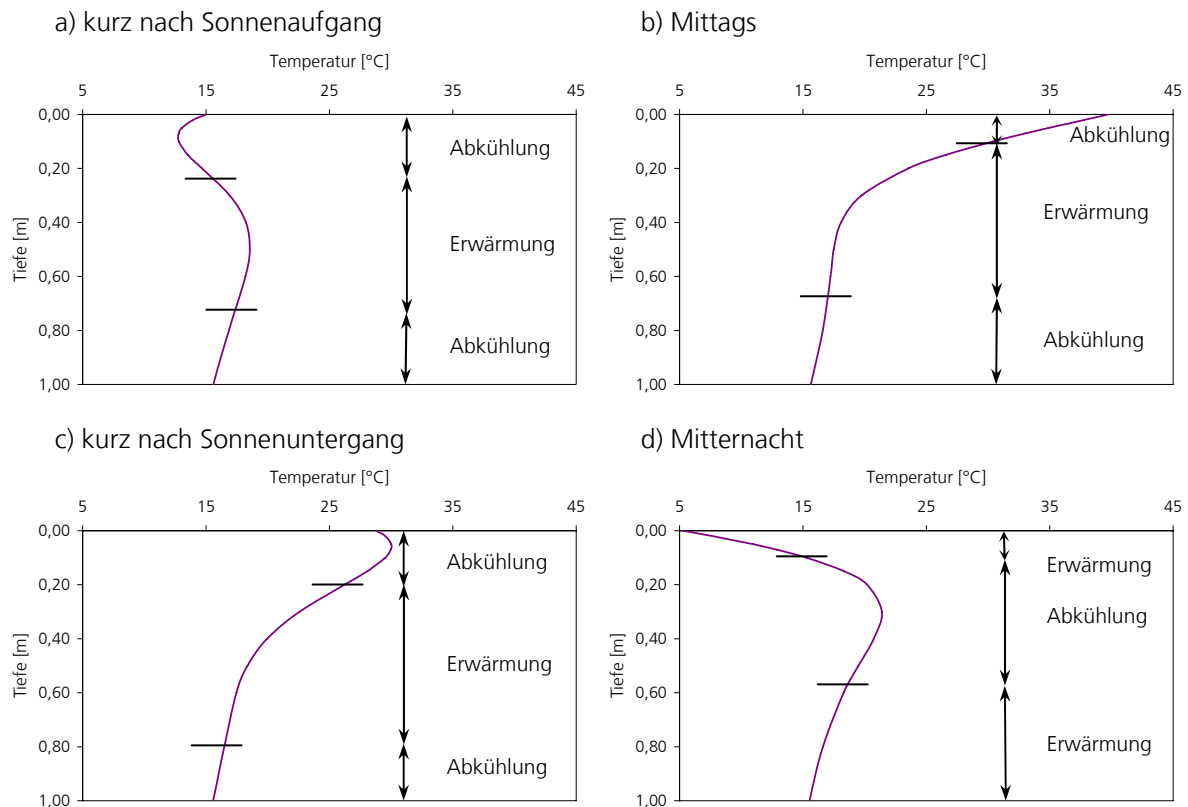


Abb. 2-3: Beispielhafte Temperaturprofile zu unterschiedlichen Tageszeiten berechnet über die Näherungsformeln nach Ansatz 1 (verändert nach HILLEL, 2004).

In die Abbildungen sind die Bereiche eingetragen, in denen der Wärmestrom zu einer Erwärmung bzw. Abkühlung des Bodens führt. Da eine Änderung der Temperatur der des Bodenwärmestroms stets hinterherhinkt, wirkt sich ein Übergang des Bodenwärmestroms beispielsweise von einer Erwärmung zu einer Abkühlung erst später auf die Bodentemperaturen aus. Der Zeitversatz steigt mit der Tiefe.

Die eindringende Wärme erfährt durch den Boden einen Widerstand, der eine Abnahme des Bodenwärmestroms mit der Tiefe bewirkt (Dämpfung). Die zurückbleibende Wärme wird in eine Temperaturerhöhung umgesetzt. Die Amplitude sowohl des Bodenwärmestroms als auch der Bodentemperatur, ist an der Oberfläche am größten und sinkt mit steigender Tiefe. Außerdem nimmt die Reaktion des Bodens auf die eingedrungene Wärme eine gewisse Zeit in Anspruch. Zum Einen hat das zur Folge, dass eine Erwärmung der Oberfläche (hoher Bodenwärmestrom) sich erst nach einigen Stunden in einer bestimmten Tiefe auswirkt (Phasenverschiebung). Betrachtet man den Zusammenhang zwischen Bodenwärmestrom und Bodentemperatur wird ersichtlich, dass an einem Tiefenniveau eine Temperaturerhöhung später auftritt, als das Maximum des Bodenwärmestroms. Ihre Verläufe sind also zeitversetzt. Wie stark Dämpfung und Phasenverschiebung ausfallen, hängt von den Bodeneigenschaften ab.

Da Änderungen der Bodentemperatur und des Bodenwärmestroms von einander anhängig sind, sind die Darstellungen Verläufe über den Tag auch ähnlich (Abb. 2-2 a und b). Beide zeigen eine Abnahme mit der Tiefe, die durch die Dämpfung des Bodens entsteht, sowie eine Verschiebung der Phasen. Das zeitverzögerte Eindringen der Temperaturwelle kann man in Bild b beispielsweise an der 12-Uhr-Kurve sehen. Das Maximum der nächtlichen Abkühlung bewirkt zu dieser Zeit in einer Tiefe von etwa 15 cm eine geringe Temperatur, während an der Oberfläche in Folge der solaren Einstrahlung bereits mehr Energie vorhanden ist und die Temperaturerhöhung entsprechend größer ist. In Bild c ist die Phasenverschiebung der Bodentemperaturen deutlich an den versetzten Maxima der Kurven sichtbar. Mit steigender Bodentiefe treten sie später auf.

Idealerweise wird der konduktive Bodenwärmestrom direkt über Wärmestromplatten bestimmt, die in verschiedenen Tiefen vergraben werden. Die Funktion von Wärmestromplatten und den nötigen Messaufbau beschreiben z.B. HILLEL (2004) und FOKEN (2006). Ist eine solche Messung nicht möglich, kann der Bodenwärmestrom aus Bodentemperaturen ermittelt werden (vgl. Kap. 4.3.2). Eine Ableitung aus Fernerkundungsdaten ist bisher nicht möglich, da seine Größe stark von allen zur Energieumwandlung beitragenden Faktoren abhängig ist und diese meist nicht über große Gebiete abgeschätzt werden können (DAUGHTRY et al., 1990). Bisher ist seine Bestimmung also ausschließlich aus Punktmessungen möglich.

2.3.3 Wärmeübertragung durch Konvektion von Gasen und Fluiden

Konvektion innerhalb der Bodenmatrix ist abhängig von der Menge, der Fließgeschwindigkeit und der Kapazität des beweglichen Mediums, sowie von der Größe des Gesamtporenvolumens und der Verbindung zwischen den Poren. Als Transportmedium kommen das Wasser und die Gasphase im Boden in Betracht. In Inklusionen eingeschlossenes Gas oder Wasser (u.a. Haftwasser) nimmt nicht an der Bewegung teil. Eine freie Bewegung beider Phasen nimmt mit steigender Tiefe und damit Umgebungsdruck ab.

Eine Bewegung der Gasphase (H_2O -Dampf, Luft, CO_2 , CH_4 , etc.) findet v.a. in den obersten Zentimetern des Bodens statt und kann dort den Hauptteil des Wärmetransports ausmachen (HARTGE & HORN, 1991). Darunter können sich nur bei einer hohen Klüftigkeit des Untergrunds größere Gasmengen bewegen. Die Zusammensetzung der Bodenluft und ihr Bestreben sich zu bewegen, bestimmen die transportierte Wärmemenge. Gaskonvektion wird meist durch Temperatur-, Konzentrations- oder Gesamtdruckunterschiede ausgelöst. Der Wärmetransport durch Gaskonvektion steigt generell mit dem Wasserdampfgehalt, da andere Gasgemische wie z.B. Luft die Wärme nur gering speichern können.

Zu den im Porenraum frei beweglichen Fluiden zählen in erster Linie Grund- und Sickerwasser. Bewegliches Wasser kann im Boden kapillar aufsteigen oder sich z.B. entsprechend einer Neigung des Grundwasserspiegels lateral bewegen und Wärmeenergie transportieren. Nur bei ausreichend großen Porositäten und Verbindungen zwischen den Poren erlangt dieser Transport bedeutende Dimensionen. Eine Verdunstung von Bodenwasser trägt wiederum zur Gaskonvektion bei. Der Gehalt an freiem Wasser nimmt in den oberen Bodenschichten nach unten hin zu und erreicht ab dem Grundwasserspiegel, wenn alle Poren mit Wasser gefüllt sind, sein Maximum.

3 Energetische Betrachtung von Kohlefeuern

Im Untergrund brennende Kohleflöze haben wesentlichen Einfluss auf die Gesamtenergiebilanz, da zusätzliche Bilanzgrößen relevant werden. Zusätzlich zur Energiezufuhr durch Sonneneinstrahlung kommt eine bedeutende Wärmemenge aus der im Untergrund stattfindenden Verbrennung über unterschiedliche Arten des Wärmetransports an die Oberfläche. Vor allem lokal kann ihr Betrag so groß sein, dass ihr Einfluss die bisher angesprochenen Prozesse überlagert.

3.1 Prozesse des Energietransfers über Kohlefeuern

Die im Brandherd eines Kohlefeuers erreichten Temperaturen werden nach einem Feldexperiment aus dem Jahr 2002 auf über 1.000 °C geschätzt (ZHANG, 2004). Nach WEBLING (2007) existiert unmittelbar um den Brandherd ein Hochtemperaturbereich, während das restliche Gestein nur vergleichsweise schwach von der Anomalie beeinflusst wird. Der Gradient der Feuerbeeinflussung ist dabei abhängig von der Brenndauer des Feuers. Auch wenn das Feuer im Untergrund bereits erloschen ist, ist das Gestein darüber über Monate bis Jahre hin fast unverändert heiß. Die Verbrennungswärme wird auf Grund des großen Temperaturgradienten von ihrem Entstehungsort abgeführt. Dabei mögliche Mechanismen sind wiederum Strahlung, Konvektion und Konduktion. Wärmetransport über Strahlung tritt in den um einen Brandherd entstandenen Hohlräumen auf. Konvektive Abfuhr von Wärmeenergie erfolgt im Wesentlichen mit den Verbrennungsgasen und erlangt insbesondere beim Vorhandensein von Spaltensystemen eine sehr hohe Bedeutung. Innerhalb der ungestörten Boden- oder Gesteinsmatrix ist sie insbesondere bei niedrigen Porositäten äußerst gering (HILLEL, 2004). Über Kohlefeuern, die bereits über einen gewissen Zeitraum brennen, existiert meist in Folge von Einbrüchen unterirdischer Hohlräume ein komplexes Spaltensystem. Da diese direkte Verbindungen zu den Hohlräumen und damit zu den Feuerbereichen darstellen, entweicht über sie die größte Menge an Verbrennungsgasen und damit Wärme. An der Oberfläche treten die Gase mit Temperaturen von bis zu 400 °C aus und verursachen lokal eine entsprechend große

Temperaturanomalie. Bereits wenige Dezimeter von einer Spalte entfernt sinkt der Temperatureinfluss der austretenden Gase rapide und ist ab einer Entfernung von etwa 1 m kaum noch nachzuweisen. Kondensate der Verbrennungsgase und Nebenprodukte unvollständiger Verbrennung schlagen sich an den Spaltenrändern und innerhalb der Bodenmatrix nieder (s. Abb. 1-1) und verändern so die Struktur und die Eigenschaften der Oberfläche. Innerhalb des gesamten Untergrunds findet Wärmetransport über Wärmeleitung (Konduktion) statt. Bei ungestörtem Untergrund wirkt sich die schlechte Wärmeleitfähigkeit der Gesteine aus und der Wärmetransport findet ausgesprochen langsam statt. Der Grad der Erwärmung wird dabei in erster Linie von der Brenndauer bestimmt. Die an der Oberfläche messbare Temperaturerhöhung kann in Bereichen, wo der Wärmetransport ausschließlich konduktiv abläuft, ausgesprochen gering sein und liegt teilweise in der Größenordnung von nur etwa 10 °C (KÜNZER, 2005). Sie kann daher leicht von anderen Effekten, z.B. durch solare Aufheizung, überdeckt werden. Im Hochtemperaturbereich, sehr nah am Brandherd, ist die Wärmeleitfähigkeit auf Grund der hohen Temperaturen, dem zusätzlichen Wärmetransport über Strahlung sowie der Imprägnierung umgebender Gesteine mit bei der Verbrennung entstehendem Wasserdampf erhöht. Entsprechend erfolgt die Wärmeleitung dort schneller und der Gradient verläuft flacher.

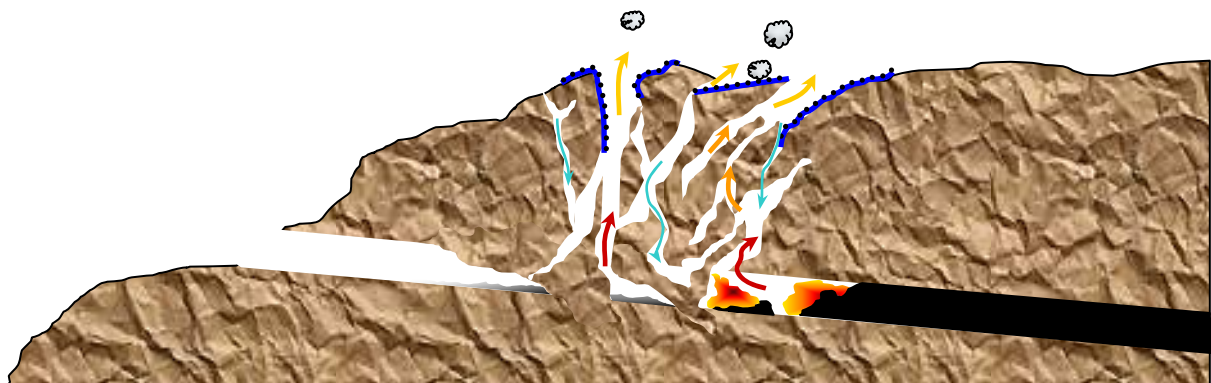


Abb. 3-1: Schematische Darstellung eines Kohlefeuers und der damit verbundenen Erscheinungsformen. Ein Brandherd bildet sich, wenn eine ausreichende Luftzufuhr besteht und die entstehende Wärme nicht ausreichend abgeführt wird. Die bei der Verbrennung entstehende Wärme wird an die umgebenden Gesteine abgegeben. Als Verbrennungsrückstand verbleibt eine Aschelage. Die Volumenverluste im Untergrund ziehen Einbrüche des überlagernden Gesteins nach sich, wodurch großräumige Spaltensysteme entstehen. Durch sie wird dem Feuer Sauerstoff zu- und die heißen Verbrennungsgase abgeführt. Kondensate der Verbrennungsgase schlagen sich in der oberflächennahen Bodenmatrix nieder.

3.2 Probleme bei der Beschreibung

Probleme bei der Aufstellung einer Energiebilanz für eine über einem Kohlefeuer gelegene Fläche ergeben sich bereits bei der Charakterisierung von Oberfläche und Boden. Ihnen können keine konstanten Eigenschaften zugewiesen werden, da der Untergrund zum Einen unregelmäßig von Spaltensystemen durchzogen ist und zum Anderen durch weitere Einflüsse der Feueranomalien lokal stark verändert ist. An Spalten treten, wie im vorigen Kapitel beschrieben, lokal große Änderungen von Bodenstruktur und –zusammensetzung sowie der vorherrschenden Art des Wärmetransports auf.

Die unter Kap. 2.1 aufgestellte Energiebilanz müsste zunächst durch die vom Feuer bis zur Oberfläche transportierte Energie ergänzt werden, die dann den größten Beitrag zur Energiebilanz leistet. Weitergehend muss der Wärmetransport über Gaskonvektion durch Spalten sowie das aus der Verbrennung entstehende, sich lokal im Boden niederschlagende Wasser berücksichtigt werden. Vor allem die Beschreibung der Gaskonvektion in Spaltensystemen und der damit verbundenen Prozesse des Energietransfers gestalten sich äußerst komplex und sind Gegenstand laufender Forschungen (z.B. WEBLING, 2007). Eine Beschreibung der Auswirkungen aller kohlefeuerbedingten Anomalien auf den Energietransfer und damit die Aufstellung einer vollständigen Gesamtenergiebilanz ist derzeit nicht möglich. Der erste Schritt bei der Betrachtung der Energiebilanz über einem unterirdischen Kohlefeuer ist daher eine Beschreibung der Energiebilanz unter Normalbedingungen, wie sie in dieser Arbeit erfolgt.

4 Modellierung

Die Strahlungsbilanz und ihre Größen werden über Parametrisierungen aus Modell- oder Messwerten analytisch berechnet. Zur Modellierung der Wärmeausbreitung im Boden werden hier zwei analytische und ein numerischer Ansatz zur Lösung der Differenzialgleichungen für den Wärmetransport vorgestellt. Einer davon basiert auf einer rein theoretischen Betrachtung, während die anderen beiden vorhandene Oberflächentemperaturen einbeziehen. Über sie können sowohl der Verlauf von Bodentemperaturen als auch der Wärmestrom im Boden berechnet werden. Analytische Verfahren geben durchgängige und vermeintlich exakte Lösungen an, sind aber meist nur über bekannte Funktionen, die unter Umständen auf Annahmen beruhen, lösbar. Numerische Verfahren sind allgemeiner gehalten. Sie liefern approximierende Lösungen für diskrete Punkte.

Beispielhafte Berechnungen werden für den 24. Mai 2008 und das Arbeitsgebiet Wuda, VR China, durchgeführt. Das Datum wurde gewählt, da für diesen Tag Messreihen der Oberflächentemperatur vorliegen (s. Anhang C.2). Die Berechnungen werden im Stundenintervall durchgeführt, da sich nach ersten vergleichenden Berechnungen gezeigt hat, dass geringere Zeitintervalle für die Darstellungen keine Verbesserung gebracht haben.

Der Modellierung wird das folgende Kapitel vorangestellt, in dem die zur Modellierung nötigen Vereinfachungen spezifiziert werden. Unter 2.1 wurden bereits die Größen aus der Betrachtung ausgeschlossen, die für eine Energiebilanz im Arbeitsgebiet keine Relevanz besitzen. Für die verbliebenen Größen werden nun Vereinfachungen formuliert, welche eine Beschreibung dieses natürlichen Systems über ein mathematisches Modell überhaupt erlauben.

4.1 Beschränkung des Modellumfangs und Modellierungsmethoden

Grundlage der Modellierung ist die Annahme einer idealisierten, also glatten, vegetationsfreien, horizontalen und unendlich ausgedehnten Oberfläche. Sie wird durch zeitlich und räumlich konstante Parameter wie Albedo, Emissionsfaktor, etc. beschreiben. Es soll ein auf Standorteigenschaften spezifiziertes Modell erstellt werden, welches für das einige Quadratkilometer große Arbeitsgebiet Wuda einsetzbar ist. Das Modell ist grundsätzlich auf ähnliche Gebiete mit gleicher naturräumlicher Ausstattung übertragbar.

Randbedingungen für eine Betrachtung der Strahlungsbilanz

Im Folgenden werden diejenigen Einflussfaktoren auf die solaren Strahlungsgrößen beschrieben, die in diesem Rahmen nicht oder nur eingeschränkt berücksichtigt werden. Ein hoher Bewölkungsgrad erhöht genauso wie ein hoher Wasserdampf- und Aerosolgehalt die Menge an streuenden Teilchen in der Atmosphäre. Die Abschwächung der Strahlung auf ihrem Weg zum Erdboden steigt dadurch an und zudem wird der Hauptteil der Einstrahlung dann über diffuse Himmelsstrahlung erbracht, während bei wolkenlosen Bedingungen der direkte Strahlungsanteil überwiegt. Die Einstrahlung erfolgt dann über den Tag gesehen weitaus ausgeglichener als bei wolkenlosen Bedingungen. Die Bewölkung kann in Form einer Sonnenscheindauer oder des Bedeckungsgrades, die teilweise bei Routinemessungen erfasst werden, in die Berechnung der Strahlungsbilanz einbezogen werden. Da die Modellierung die Auswertbarkeit von Fernerkundungsdaten verbessern soll, bei deren Aufnahme man auf wolkenfreie Tage angewiesen ist, wird auf die Einbeziehung der Bewölkung verzichtet und die Modellierung erfolgt grundsätzlich für wolkenfreie Tage. Wechselnde Wasserdampf- und Aerosolgehalte können auf Grund der vielen dazu nötigen Messungen nicht einbezogen werden.

Die Orientierung einer Fläche relativ zur Sonne nimmt wesentlichen Einfluss auf die Bestrahlungsstärke einer Fläche. Sie wird in den Modellrechnungen berücksichtigt. Weitere Topographieeffekte, wie z.B. die Überhöhung des Horizonts durch umgebende Berge, Gebäude, etc. haben ebenfalls Einfluss auf die Bestrahlung einer Fläche. So kann es zur Abschattung eines Bereichs kommen, wenn die Sonne von einem Objekt verdeckt wird, und entsprechend zu einer längeren Bestrahlung, wenn der betrachtete Punkt über die Umgebung herausragt. Der Einfluss dieses Effekts steigt mit dem Relief. Eine Einbeziehung ist insbesondere bei flächenhaften

Berechnungen rechnerisch aufwendig, da zu jedem Zeitpunkt und für jedes Pixel berechnet werden muss, ob die Sonne sichtbar ist. Da das Relief im Arbeitsgebiet nur moderat ausgebildet ist, kann auf die Einbeziehung aller Effekte, die in Folge eines montanen Reliefs entstehen, verzichtet werden.

Randbedingungen für den Wärmetransport im Boden

Der Untergrund wird als homogenes Volumen, das keine anisotropen Eigenschaften aufweist, angenommen. Seine Beschreibung erfolgt durch physikalische Parameter, die sowohl zeitlich als auch räumlich als konstant angenommen werden. Ihre Abhängigkeit von der Temperatur wird berücksichtigt (s. Kap. 5.4). Weitere Veränderungen der physikalischen Parameter, die sich beispielsweise bei Lockermaterial, einer Humusaufgabe oder durch Spalten ergeben, bleiben in dieser Arbeit unberücksichtigt. Für eine ausführliche Beschreibung von konvektivem und konduktivem Wärmetransport unter solchen Bedingungen sei auf die Arbeit von WEBLING (2007) verwiesen.

Jede Form von Wasser im Boden wird vernachlässigt, da der Bodenwassergehalt über den ariden nordchinesischen Kohlefeueergebieten auf Grund des fehlenden Niederschlags und der aus dem Untergrund kommenden Wärme als Null angenommen wird. Unter diesen Bedingungen gibt es im Boden keine Konvektion von Wasser und keine bodeninternen Verdunstungsprozesse. Unter Abwesenheit von Wasser und Wasserdampf findet ein konvektiver Transport von Wärme ausschließlich über trockene Gase statt. Dieser ist in einem nicht von einer Anomalie beeinflussten Boden äußerst gering und leistet keinen wesentlichen Beitrag zu Energiebilanz. Auf Grund seiner geringen Größe und der Komplexität seiner Beschreibung wird der konvektive Wärmetransport im Boden nicht betrachtet. Eine beispielhafte Beschreibung des konvektiven Gasaustauschs in Böden findet man z.B. bei HILLEL (2004) oder RICHTER (1986). Der einzige unter den gegebenen Umständen relevante und damit betrachtete Mechanismus des Wärmetransports im Untergrund ist die Wärmeübertragung durch Konduktion. Die Annahme eines homogenen Bodens führt bei der Betrachtung des konduktiven Bodenwärmestroms zu einer weiteren Randbedingung: ein in alle Richtungen homogener und unendlich ausgedehnter Boden hat keinen Grund lateral Energie zu transportieren, wenn an den Seiten keine Wärmequelle besteht. Ein Energietransport findet daher nur eindimensional nach oben oder unten statt. Des Weiteren wird bei einer mathematischen Beschreibung des Bodenwärmestroms vorausgesetzt, dass sich die mittlere Bodentemperatur über die Jahre nicht ändert.

4.2 Verfügbare Daten und Messwerte

Die in die Modellierung einbezogenen Daten, sowie ihre Herkunft sind im Anhang C.1 zusammengefasst. Dazu zählen die geographischen Koordinaten des Arbeitsgebiets Wuda sowie die Eigenschaften und Temperaturen der Atmosphäre, des Untergrunds und dessen Oberfläche. Grundsätzlich sind für die Modellrechnungen alle Parameter frei wählbar. Liegen keine direkten Messungen vor, werden definierte Literaturwerte genutzt.

Theoretischer Modellierungsansatz

Die Gesteinseigenschaften der Sandsteine von Wuda wie die Porosität, die Wärmeleitfähigkeit sowie die Wärmekapazität wurden für mehrere Gesteinsproben über gängige Messverfahren von der GGA bzw. der BGR bestimmt (mündl. Mitteilung durch Wuttke, 2008). Für die Modellierung wird jeweils das Mittel der Untersuchungsergebnisse verwendet. Nicht aus Untersuchungen vorliegende, thermal wirksame Untergrundeigenschaften werden nach Gl. 2-3 entsprechend ihrer Zusammensetzung berechnet. Der Einfluss von Bodenwasser wird dabei auf Grund der definierten Randbedingungen des Modells vernachlässigt. Alle physikalischen Parameter werden bei der Standardtemperatur von 25 °C angegeben und verwendet, da die Abweichung der während der Modellierung auftretenden Temperaturen von der Standardtemperatur stets so gering ist, dass die Temperaturabhängigkeit der Größen nicht berücksichtigt werden muss. Alle Eigenschaften werden wie im vorigen Kapitel erläutert auf den gesamten Boden übertragen und sowohl zeitlich als auch räumlich als konstant angenommen.

In die Berechnungen eingehende Temperaturen werden über die im Anhang A.1 vorgestellte Funktion zur Berechnung von Parametern, die einen zyklischen Verlauf zeigen, ermittelt. Dies umfasst die jährlichen und täglichen Zyklen der Luft- und Oberflächentemperaturen. Zur Ableitung der in die Berechnung eingehenden Parameter (z.B. der Jahresmitteltemperatur, jährlichen Temperaturamplitude etc.) wird die Online-Klimadatenbank WUNDERGROUND herangezogen (s. Anhang C.5). Dort werden für die 120 km von Wuda entfernte Klimastation Yinchuan, Provinz Ninxia Hui, durchgängige Messreihen der Lufttemperaturen in der Standardhöhe von 2 m sowie weiterer Parameter zur Verfügung stellt. Es ist davon auszugehen, dass diese Messreihen auf das Arbeitsgebiet übertragbar sind. Die Eingabeparameter zur Berechnung von Oberflächentemperaturen werden realitätsnah aus den Lufttemperaturen abgeschätzt.

Erweiterung unter Einbeziehung vorhandener Messreihen

Direkte Messreihen von Temperaturen liegen nur über Zeiträume von wenigen Tagen vor, da die Umstände im Arbeitsgebiet längere Messungen erschweren. Aufgestellte oder vergrabene Geräte müssten über den gesamten Messzeitraum ausreichend gesichert und bewacht werden, was mit einem hohen logistischen und finanziellen Aufwand verbunden ist. Zudem stehen in Wuda keine abgetrennten Testflächen zur Verfügung, die ein ungestörtes Aufstellen von Messgeräten über einen längeren Zeitraum ermöglichen. Eine Auflistung zur Übersicht der vorhandenen Datensätze ist in Tab. C-1 zu finden.

Oberflächentemperaturen wurden für einen Tag über eine Thermalkamera aufgenommen. Sie werden im Anhang C.2 ausführlich beschrieben. Direkte Messreihen der Lufttemperaturen liegen für das Arbeitsgebiet nicht vor, weshalb der entsprechende Tagesgang der Lufttemperaturen aus der Klimadatenbank WUNDERGROUND extrahiert wurde (s. Anhang C.5).

Da keine Langzeitmessungen existieren, wird zur Berechnung der Jahresgänge der Oberflächen- und der Lufttemperaturen weiterhin die Näherungsformel aus Anhang A.1 herangezogen.

4.3 Theoretischer Modellierungsansatz

Hier werden die Größen der Energiebilanz und ihrer Parameter zunächst rein theoretisch auf Grundlage von Modellwerten berechnet. Für die Berechnung nötige Temperaturen werden durch Näherungsfunktionen zur Beschreibung periodischer Verläufe, die im Anhang A.1 vorgestellt wird, beschrieben.

4.3.1 Strahlungsbilanz

Zunächst werden alle Strahlungsgrößen für einen gegebenen Tag und Zeitpunkt berechnet und eine Bilanz aufgestellt. Daraus kann eine Gesamtbilanz für den gegebenen Tag berechnet werden, welche die Energiemenge angibt, die der Erdoberfläche an diesem Tag durch Sonneneinstrahlung zugeführt wird.

Die Strahlungsbilanz Q_s setzt sich aus den in Kap. 2.2.1 genannten Größen zusammen. Die Bestimmung der eingehenden Parameter, der Atmosphärenkorrektur und letztendlich der Strahlungsgrößen richtet sich, wenn nicht anders angegeben, nach der gängigen Beschreibung nach IQBAL (1983). Da über das gesamte elektromagnetische Spektrum Energie zu- bzw. abgeführt wird, werden alle Strahlungsgrößen breitbandig, also über alle Wellenlängen integriert betrachtet.

$$I(t) = \int_0^{\infty} I_{\lambda}(t) d\lambda \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-1: Spektrale Integration der Einstrahlung.

$I(t)$	Spektral integrierte, breitbandige Einstrahlung	$[\text{W/m}^2]$
$I_{\lambda}(t)$	Spektrale Einstrahlung	$[\text{W/m}^2]$
λ	Wellenlänge	$[\mu\text{m}]$

Die zur Berechnung der Strahlungsgrößen benötigten Parameter werden im Anhang B.1 berechnet. Aus den geographischen Koordinaten, der Exposition einer Fläche und der Angabe von Datum und Uhrzeit kann der Einstrahlwinkel θ_n als Winkel zwischen den Sonnenstrahlen und der Normalen der betrachteten Fläche bestimmt werden. Er ist die Größe, die in allen weiteren Berechnungen die Position der Sonne im Jahres- und Tagesverlauf angibt.

Extraterrestrische Solarstrahlung

Die Solarkonstante c_{solar} bezeichnet die Strahlungsleistung der Sonne außerhalb der Erdatmosphäre (TOA, top of atmosphere) bei mittlerem Sonnenabstand und senkrechtem Einfallen der Sonnenstrahlen. Nach IQBAL (1983) wird c_{solar} mit $1367 \pm 1,6 \text{ W/m}^2$ angegeben. Der solare Strahlungsfluss, der die Erde tatsächlich erreicht, variiert mit dem Abstand zwischen Sonne und Erde, der durch den Exzentrizitätsfaktor angegeben wird. Diese extraterrestrische Einstrahlung wird innerhalb der Erdatmosphäre durch Streuungs- und Absorptionsvorgänge geschwächt und in unterschiedliche Strahlungsgrößen aufgeteilt.

$$I_{0\perp}(t) = c_{\text{solar}} \cdot f_{\text{ex}} \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-2: Extraterrestrische Einstrahlung bei senkrechtem Einfallen der Strahlen.

$I_{0\perp}(t)$	Extraterrestrische Einstrahlung bei senkrechtem Einfallen der Strahlen	$[\text{W/m}^2]$
c_{solar}	Solarkonstante	$[\text{W/m}^2]$
f_{ex}	Korrekturfaktor der Erdexzentrizität	$[-]$

Die Minderung der Strahlungsleistung durch schrägen Lichteinfall beschreibt das Lambert'sche Gesetz (HÄCKEL, 1999). Mit ihm kann für jede Art der Strahlung die Einstrahlung in Abhängigkeit von der Exposition einer beliebig orientierten Fläche I_{\angle} bestimmt werden (Abb. 4-1). Es bildet daher die Grundlage zur Berechnung der einzelnen Strahlungsgrößen.

$$I_{\angle}(t) = I_{\perp}(t) \cdot \cos\theta_n \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-3: Das Lambert'sche Gesetz definiert die Einstrahlung auf eine beliebig orientierte Fläche.

$I_{\perp}(t)$	Einstrahlung bei senkrechtem Einfallen der Strahlen	$[\text{W/m}^2]$
$I_{\angle}(t)$	Einstrahlung auf eine beliebig orientierte Fläche	$[\text{W/m}^2]$
θ_n	Einstrahlwinkel (Winkel zwischen den Strahlen und der Flächennormalen)	$[^{\circ}, \text{rad}]$

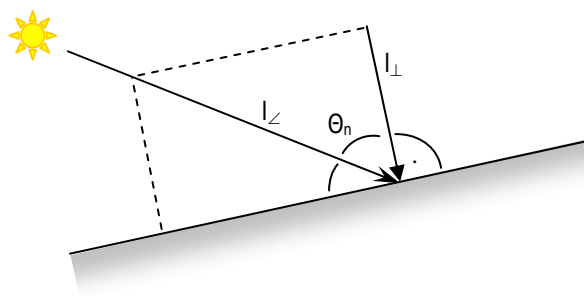


Abb. 4-1: Zusammenstellung der Berechnungsgrößen der extraterrestrischen Einstrahlung auf eine geneigte Fläche.

Die Bestrahlungsstärke einer geneigten Fläche hängt damit direkt vom Kosinus des Einstrahlwinkels ab. Treffen die Sonnenstrahlen senkrecht auf die Fläche, beträgt der Winkel zwischen der Flächennormalen und den Strahlen 0° und sein Kosinus ist entsprechend 1. Die Fläche empfängt dann die maximal mögliche Strahlungsmenge. Für Einstrahlwinkel zwischen 0° und 90° erhält die Fläche lediglich einen Anteil der maximal möglichen Strahlungsleistung. Ab einem Winkel von 90° befindet sich die Fläche im Eigenschatten und der Kosinus und somit der Strahlungsfluss werden negativ. Die auftreffende Strahlung wird innerhalb der Modellierung zu Null korrigiert.

Atmosphärenkorrektur

Die Solarstrahlung wird beim Durchgang durch die Erdatmosphäre durch Absorption und Streuung abgeschwächt. Abb. 4-2 zeigt einen Vergleich der außerhalb der Atmosphäre auftreffenden mit der am Erdboden ankommenden Solarstrahlung.

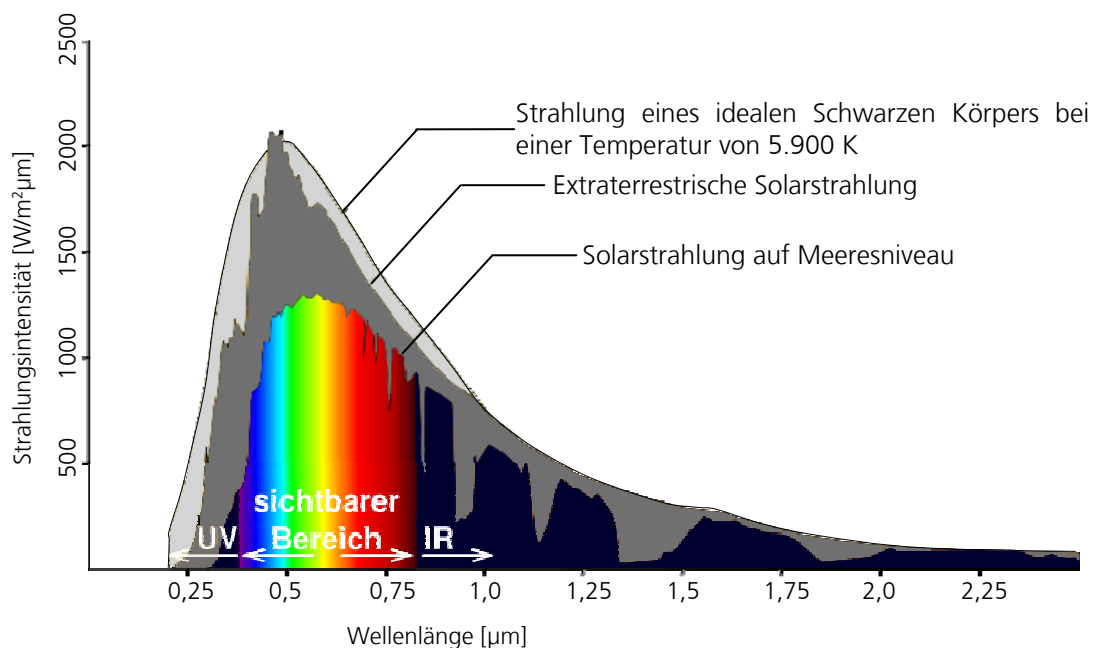


Abb. 4-2: Vergleich des Spektrums eines Schwarzen Strahlers als idealer Temperaturstrahler mit dem tatsächlich von der Sonne kommenden, extraterrestrischen Spektrum und dem am Erdboden ankommenden Spektrum (WIKIPEDIA, 2008, verändert nach KRONBERG, 1985).

Im Hintergrund ist zum Vergleich die über das Planck'sche Strahlungsgesetz berechnete Strahlungsleistung eines idealen Schwarzkörpers mit einer Temperatur von 5.900 K dargestellt. Die extraterrestrische Solarstrahlung weicht nur geringfügig davon ab. In der Erdatmosphäre wird sie durch verschiedene Prozesse abgeschwächt. Charakteristische Absorptionsbanden entstehen durch die selektive Absorption einzelner Wellenlängen durch bestimmte Moleküle (vgl. auch BAEHR & STEPHAN, 2006). Methoden der Fernerkundung nutzen die Bereiche, in denen die Durchlässigkeit der Atmosphäre sehr hoch ist („Atmosphärische Fenster“).

Zur Charakterisierung der Abschwächung der Solarstrahlung wird hier ein bei IQBAL (1983) beschriebener, vereinfachter Ansatz verwendet, der eine durch die Standardatmosphäre (Norm DIN 2533, 1979) definierte, sowohl zeitlich als auch räumlich homogene und wolkenfreie Atmosphäre annimmt. Der Ansatz erlaubt dadurch auch ohne Kenntnis zahlreicher Parameter eine umfassende Berücksichtigung des Einflusses der Atmosphäre und ist außerdem weltweit anwendbar.

Grundlage dieser Atmosphärenkorrektur ist die Bestimmung der Transmissionskoeffizienten für die direkte und die diffuse Einstrahlung. Das Beer'sche Gesetz beschreibt allgemein die Abschwächung von Licht beim Durchgang durch ein absorbierendes Medium und definiert damit den Transmissionskoeffizienten. Die Abschwächung ist umso stärker, je länger der Weg des Strahlenbündels durch das Medium ist. Für jeden auf dieser Strecke wirksamen Prozess lässt sich ein Koeffizient berechnen. Ihr Produkt gibt die Gesamttransmissivität des betrachteten Mediums an.

$$I(t) = I_0(t) \cdot \exp(-k_{\text{ex}} \cdot s) = I_0(t) \cdot \tau \quad [\text{W/m}^2]$$

$$\tau_{\text{gesamt}} = \frac{I(t)}{I_0(t)} = \sum_{i=1}^{i=j} \tau_j \quad [\text{m}]$$

Gl. 4-4: Beer'sches Gesetz: Allgemeine Definition des Transmissionskoeffizienten.

$I(t)$	Einstrahlung nach Durchqueren des Mediums (hier der Atmosphäre)	$[\text{W/m}^2]$
$I_0(t)$	Einstrahlung vor Durchlaufen des Mediums (extraterrestrische Einstrahlung)	$[\text{W/m}^2]$
k_{ex}	Extinktionskoeffizient	$[-]$
s	Im Medium zurückgelegter Weg	$[-]$
τ	Transmissionsfaktor	$[-]$
j	Anzahl der wirksamen Prozesse und damit Transmissionsfaktoren	$[-]$

Transmissionsfaktoren für die direkte und die diffuse Strahlung

Die atmosphärische Abschwächung der direkten Strahlungsleistung setzt sich aus fünf Komponenten zusammen, die je einen wirksamen Dämpfungsprozess beschreiben: die Rayleigh-Streuung an den Molekülen der Atmosphäre, die Streuung und Absorption an Aerosolen und die Absorption durch Wasserdampf, Ozon und die restlichen Gase der Atmosphäre. Ihre Absorption und Streuung ist stark selektiv.

Für eine Betrachtung über das gesamte Spektrum, wie es bei der Einstrahlungsberechnung erfolgt, werden die Transmissionskoeffizienten für jeden Prozess breitbandig bestimmt. Sie werden über entsprechende Näherungsformeln im Anhang B.2 berechnet. Für die direkte Strahlung kann ein Gesamttransmissionskoeffizient bestimmt werden. Bei Betrachtung der diffusen Strahlung, die durch Streu- und Reflexionseffekte an den Bestandteilen der Atmosphäre entsteht, werden die einzelnen Transmissionskoeffizienten direkt bei den Anteilen, aus denen sich die diffuse Strahlung zusammensetzt, einbezogen. Einen beispielhaften Tagesgang aller Transmissionskoeffizienten für einen Tag Ende Mai zeigt Abb. 4-3.

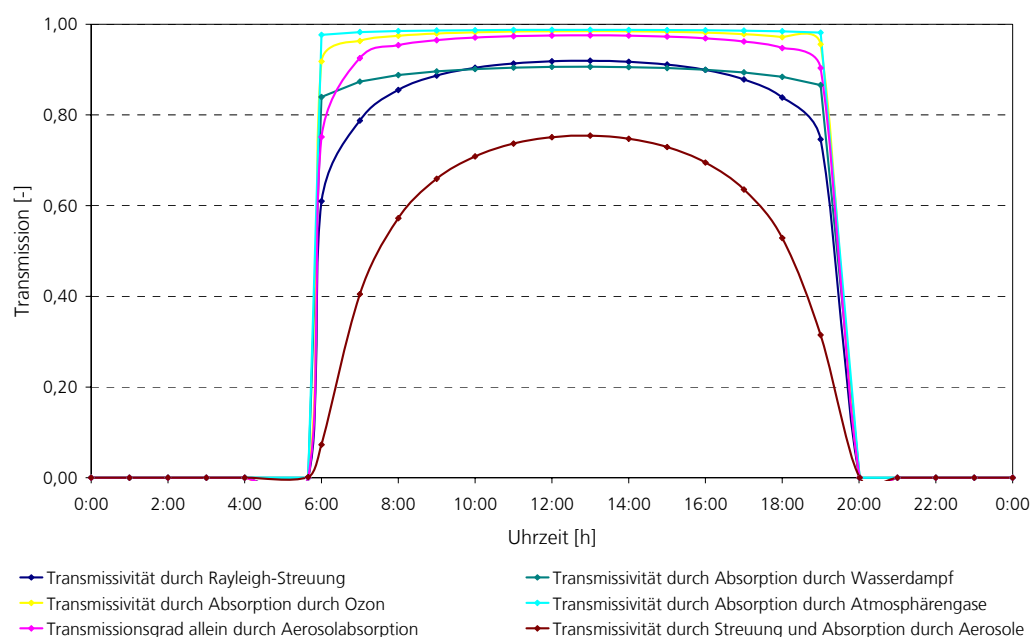


Abb. 4-3: Tagesgang aller betrachteten Transmissionskoeffizienten von Sonnenauf- bis -untergang des 24. Mai 2008 (Wuda, VR China) bei Betrachtung der Standardatmosphäre.

Am Sonnenhöchststand ist die Atmosphäre für Strahlung am besten durchlässig und die Abschwächung entsprechend gering. Nachts wurden die Transmissionsfaktoren auf Null gesetzt.

Der Oberfläche Energie zuführende Strahlungsgrößen

Direkte Einstrahlung

Die direkte Einstrahlung ist eine Funktion des Sonnenstands, der extraterrestrischen Solarstrahlung und der atmosphärischen Dämpfung. Für eine horizontale Fläche kann I_{direkt} , wie unten angegeben, aus diesen Größen berechnet werden. Zur Beschreibung einer geneigten Fläche muss neben der Anpassung des Einstrahlwinkels an die Flächenexposition zusätzlich der

Faktor r_b einbezogen werden. Er gibt das Verhältnis des Kosinus des Einstrahlwinkels zum Kosinus des Zenitwinkels an und korrigiert so die durch die Schrägstellung der Fläche entstandene Abweichung der Bestrahlungsstärke. Seine ausführliche Herleitung ist im Anhang B.3 zu finden.

$$\begin{aligned} I_{\text{direkt}\perp}(t) &= I_{\text{direkt}\perp}(t) \cdot \cos\theta_n \\ &= I_{0\perp}(t) \cdot \tau_{\text{direkt}} \cdot \cos\theta_n \end{aligned} \quad [\text{W/m}^2]$$

$$\begin{aligned} I_{\text{direkt}\angle}(t) &= I_{\text{direkt}\perp}(t) \cdot r_b \\ &= I_{\text{direkt}\perp}(t) \cdot \frac{\cos\theta_n}{\cos\theta_z} \end{aligned} \quad [\text{W/m}^2]$$

$$\text{für } \theta_n \geq 90^\circ \text{ ist } I_{\text{direkt}\angle}(t) = 0 \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-5: Direkte Einstrahlung auf eine horizontale und eine beliebig orientierte Fläche.

$I_{\text{direkt}\perp}(t)$	Direkte Einstrahlung auf eine horizontale Fläche	[W/m ²]
$I_{\text{direkt}\angle}(t)$	Direkte Einstrahlung bei senkrechtem Einfallen der Strahlen	[W/m ²]
θ_n	Einstrahlwinkel	[°, rad]
$I_{0\perp}(t)$	Extraterrestrische Einstrahlung bei senkrechtem Einfallen der Strahlen	[W/m ²]
τ_{direkt}	Transmissivität der Atmosphäre für direkte Strahlung	[-]
f_{ex}	Korrekturfaktor der Erdexzentrizität	[-]
C_{solar}	Solarkonstante	[W/m ²]
$I_{\text{direkt}\angle}(t)$	Direkte Einstrahlung auf eine beliebig orientierte Fläche	[W/m ²]
r_b	Verhältnis zur Berechnung der Einstrahlung auf geneigte Flächen	[-]

Beträgt der Einstrahlwinkel auf eine geneigte Fläche über 90°, befindet sich die Fläche im Eigenschatten. Die direkte Einstrahlung wäre dann rechnerisch negativ und muss auf Null korrigiert werden.

Diffuse Einstrahlung

Quelle der diffusen Strahlung ist die von Aerosolen nicht absorbierte direkte Sonneneinstrahlung $I_{\text{dir}}^{\text{na}}(t)$. Von ihr ausgehend lassen sich die drei Anteile der diffusen Himmelsstrahlung berechnen. Ein Anteil entsteht durch Rayleigh-Streuung an Luftmolekülen ($I_{\text{diff}}^{\text{R}}(t)$) und ein weiterer aus der Streuung an Aerosolen ($I_{\text{diff}}^{\text{Ae}}(t)$). Beide erreichen die Oberfläche nach dem ersten Gang durch die Atmosphäre. Bei Betrachtung der Rayleigh-Streuung wird davon ausgegangen, dass genau die Hälfte der Strahlung nach vorne und die andere Hälfte in Gegenrichtung gestreut wird (Faktor 0,5 in der Formel), während bei der Streuung an Aerosolen die Vorwärtsstreuung (also in Richtung Erdboden) überwiegt. Zur Beschreibung dieser Asymmetrie empfehlen BIRD &

HULSTROM, zitiert in IQBAL (1983), den Faktor 0,84. Der letzte diffuse Strahlungsanteil ($I_{\text{diff}}^{\text{MR}}(t)$) ist das Ergebnis von Mehrfachreflexionen zwischen Atmosphäre und Erdboden und innerhalb der Atmosphäre. Er hängt von der Albedo des Bodens und der Atmosphäre ab und steigt proportional zu diesen. Die Albedo der Atmosphäre kann dafür aus der Rückwärtsstreuung (1-0,84) und der Aerosoltransmissivität abgeschätzt werden. Die diffuse Himmelsstrahlung auf eine horizontale Fläche $I_{\text{diffus-}}(t)$ ergibt sich anschließend aus der Summe der drei genannten Komponenten (Abb. 4-4).

$$I_{\text{dir}}^{\text{na}}(t) = 0,786 \cdot \cos\theta_n \cdot I_{0\perp}(t) \cdot (\tau_{\text{Ae}}^{\text{abs}} \cdot \tau_{\text{W}} \cdot \tau_{\text{Oz}} \cdot \tau_{\text{G}}) \quad [\text{W/m}^2]$$

$$I_{\text{diff}}^{\text{R}}(t) = I_{\text{dir}}^{\text{na}}(t) \cdot 0,5 \cdot \frac{1 - \tau_{\text{R}}}{1 - m_{\text{a}} + m_{\text{a}}^{1,02}} \quad [\text{W/m}^2]$$

$$I_{\text{diff}}^{\text{Ae}}(t) = I_{\text{dir}}^{\text{na}}(t) \cdot 0,84 \cdot \frac{1 - \frac{\tau_{\text{Ae}}}{\tau_{\text{Ae}}^{\text{abs}}}}{1 - m_{\text{a}} + m_{\text{a}}^{1,02}} \quad [\text{W/m}^2]$$

$$I_{\text{diff}}^{\text{MR}}(t) = (I_{0\perp}(t) \cdot \cos\theta_z + I_{\text{diff}}^{\text{Ae}}(t) + I_{\text{diff}}^{\text{R}}(t)) \cdot \frac{\zeta_{\text{Erde}} \cdot \zeta_{\text{Atm}}}{1 - (\zeta_{\text{Erde}} \cdot \zeta_{\text{Atm}})} \quad [\text{W/m}^2]$$

$$\text{Mit } \zeta_{\text{Atm}} = 0,0685 + (1 - 0,84) \cdot \left(1 - \frac{\tau_{\text{Ae}}}{\tau_{\text{Ae}}^{\text{abs}}}\right) \quad [-]$$

$$I_{\text{diffus-}}(t) = I_{\text{diff}}^{\text{Ae}}(t) + I_{\text{diff}}^{\text{R}}(t) + I_{\text{diff}}^{\text{MR}}(t) \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-6: Quellen der diffusen Strahlung zur Berechnung der diffusen Einstrahlung auf eine horizontale Fläche.

$I_{\text{dir}}^{\text{na}}(t)$	Direkte Einstrahlung ohne Berücksichtigung des von Aerosolen absorbierten Strahlungsanteils	[W/m ²]
$I_{\text{diff}}^{\text{R}}(t)$	Diffuse Strahlung durch Rayleigh-Streuung an Luftmolekülen	[W/m ²]
$I_{\text{diff}}^{\text{Ae}}(t)$	Diffuse Strahlung durch die Streuung an Aerosolen	[W/m ²]
$I_{\text{diff}}^{\text{MR}}(t)$	Diffuse Strahlung durch Mehrfachreflexionen	[W/m ²]
$I_{\text{diffus-}}(t)$	Diffuse Einstrahlung auf eine horizontale Fläche	[W/m ²]
$\tau_{\text{Ae}}^{\text{abs}}$	Transmissivität allein durch Absorption durch Aerosole	[-]
τ_{R}	Transmissivität durch Rayleigh-Streuung	[-]
τ_{Ae}	Transmissivität durch Streuung und Absorption durch Aerosole	[-]
τ_{W}	Transmissivität durch Absorption durch Wasserdampf	[-]
τ_{Oz}	Transmissivität durch Absorption durch Ozon	[-]
τ_{G}	Transmissivität durch Absorption durch Atmosphäregase	[-]
$I_{0\perp}(t)$	Extraterrestrische Einstrahlung bei senkrechtem Einfallen der Strahlen	[W/m ²]
θ_z	Zenitwinkel	[°, rad]
m_{a}	Absolute optische Luftmasse	[-]
ζ_{Erde}	Albedo der Erde	[-]
ζ_{Atm}	Albedo der Atmosphäre	[-]

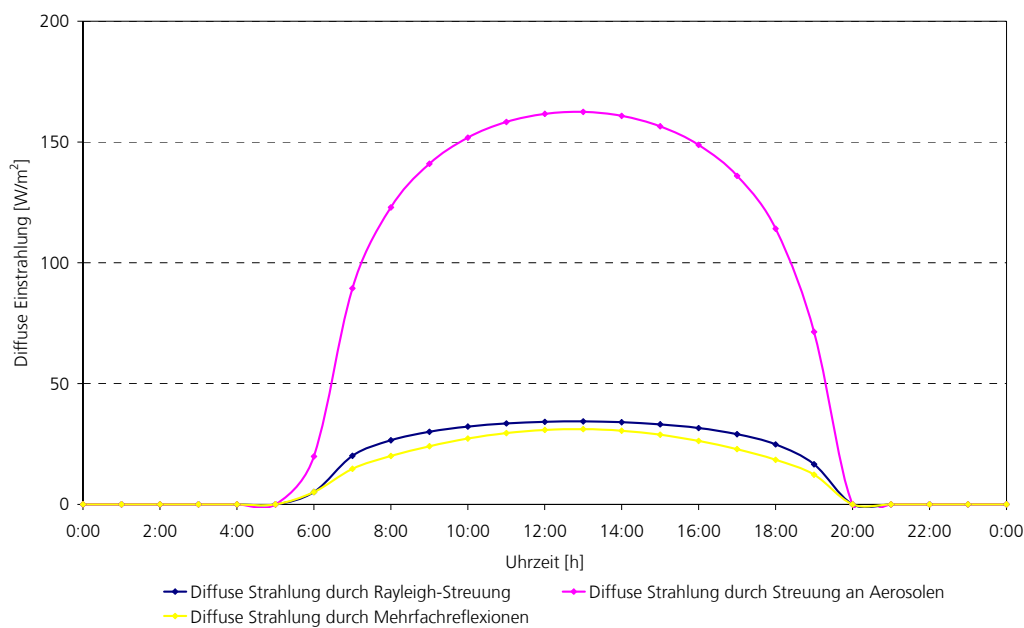


Abb. 4-4: Die Anteile, aus denen sich die diffuse Himmelsstrahlung auf eine horizontale Fläche zusammensetzt, aufgetragen in etwa von Sonnenauf- bis -untergang des 24. Mai 2008 (Wuda, VR China).

Im Gegensatz zur direkten Strahlung existieren zur Berechnung der diffusen Einstrahlung auf eine beliebig orientierte Fläche $I_{\text{diffus}\angle}(t)$ verschiedene Ansätze. Im Folgenden wird ein Ansatz für wolkenlose Bedingungen und die Annahme, dass die gesamte, auf eine Fläche treffende Einstrahlung aus Richtung der Sonne kommt, verwendet. In der Realität kommt nur der direkte Strahlungsanteil aus Richtung der Sonne, während die diffuse Strahlung an wolkenlosen Tagen anisotrop über den Himmel verteilt ist. Für diese Bedingungen kann analog zur Bestimmung der direkten Strahlung der Faktor r_b verwendet werden. Befindet sich eine Fläche im Eigenschatten ($\theta_n > 90^\circ$), beträgt die diffuse Strahlung Null.

$$I_{\text{diffus}\angle}(t) = I_{\text{diffus}\neg}(t) \cdot r_b$$

$$= I_{\text{diffus}\neg}(t) \cdot \frac{\cos\theta_n}{\cos\theta_z} \quad [\text{W/m}^2]$$

$$\text{für } \theta_n \geq 90^\circ \text{ ist } I_{\text{diffus}\angle}(t) = 0 \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-7: Diffuse Strahlung auf eine beliebig orientierte Fläche.

$I_{\text{diffus}\neg}(t)$	Diffuse Strahlung auf eine horizontale Fläche	$[\text{W/m}^2]$
$I_{\text{diffus}\angle}(t)$	Diffuse Strahlung auf eine beliebig orientierte Fläche	$[\text{W/m}^2]$
r_b	Verhältnis zur Berechnung der Einstrahlung auf geneigte Flächen	$[-]$
θ_n	Einstrahlwinkel	$[^\circ, \text{rad}]$
θ_z	Zenitwinkel	$[^\circ, \text{rad}]$

Wie bereits erläutert, ist die diffuse Einstrahlung von den in der Atmosphäre vorhandenen streuenden Teilchen und damit stark von der Bewölkung abhängig. Da bei allen Betrachtungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit ein wolkenloser Himmel angenommen wird, leistet sie nur einen geringen Beitrag zur Globalstrahlung. Nach dem gewählten Modellierungsansatz wird die diffuse Einstrahlung auf eine geneigte Fläche aufgrund der getroffenen Annahmen in der Regel geringfügig überschätzt (IQBAL, 1983).

Die Globalstrahlung, als die Summe aus direkter und diffuser Einstrahlung, gibt die gesamte auf die Erdoberfläche auftreffende kurzwellige Energie an, die anschließend zur Erwärmung der Erdoberfläche beiträgt. Die Umgebungsstrahlung wird dabei nicht betrachtet.

$$I_{\text{global}}(t) = I_{\text{direkt}}(t) + I_{\text{diffus}}(t) \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-8: Globalstrahlung als Summe aus direkter und diffuser Einstrahlung.

$I_{\text{global}}(t)$	Globalstrahlung	$[\text{W/m}^2]$
$I_{\text{direkt}}(t)$	Direkte Einstrahlung	$[\text{W/m}^2]$
$I_{\text{diffus}}(t)$	Diffuse Einstrahlung	$[\text{W/m}^2]$

Umgebungsstrahlung

Von der gesamten Geländeoberfläche wird Strahlung reflektiert, die wiederum eine betrachtete geneigte Fläche treffen kann. Sie spielt also ausschließlich bei geneigten Flächen, oder wenn die Neigung der Umgebung mit einbezogen werden kann, eine Rolle und hängt wesentlich von der Reflektivität des Untergrunds ab. Die hier verwendete Formel berechnet die Umgebungsstrahlung $I_{\text{umg}}(t)$ auf eine geneigte Fläche, die allseitig von horizontalen Flächen umgeben wird. Auf den Umgebungsflächen wird eine anisotrope Reflexion angenommen (Abb. 4-5). Neben der Flächenneigung fließt auch die Differenz zwischen Flächen- und Sonnenazimut und damit der Stand der Fläche zur Sonne ein.

$$I_{\text{umg}}(t) = I_{\text{umg}\angle}(t) = \frac{1}{2} \cdot I_{\text{global}\perp}(t) \cdot \zeta_{\text{Erde}} \cdot (1 - \cos\beta) \cdot \left(\left[1 + \sin^2\left(\frac{\theta_z}{2}\right) \right] \cdot |\cos(\gamma - \varphi)| \right) \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-9: Umgebungsstrahlung auf eine geneigte Fläche.

$I_{\text{umg}}(t)$	Umgebungsstrahlung	$[\text{W}/\text{m}^2]$
$I_{\text{umg}\angle}(t)$	Umgebungsstrahlung für eine geneigte Fläche	$[\text{W}/\text{m}^2]$
$I_{\text{global}\perp}(t)$	Globalstrahlung auf eine horizontale Fläche	$[\text{W}/\text{m}^2]$
ζ_{umg}	Albedo der Umgebung	$[-]$
β	Flächenneigung	$[\text{°}, \text{rad}]$
θ_z	Zenitwinkel	$[\text{°}, \text{rad}]$
γ	Flächenazimut (Süden 0° , östl. +, westl. -)	$[\text{°}, \text{rad}]$
φ	Sonnenazimut (Süden 0° , östl. +, westl. -)	$[\text{°}, \text{rad}]$

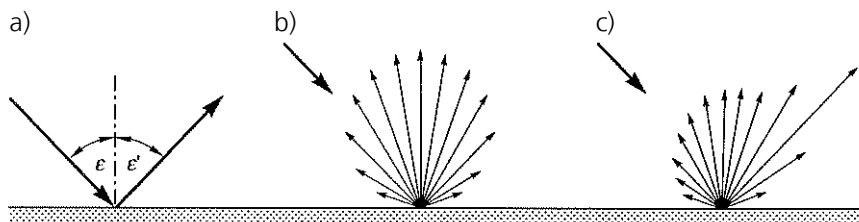


Abb. 4-5: Verschiedene Arten der Reflexion an einer Oberfläche (ALBERTZ, 2001).
a) spiegelnde, b) perfekt diffuse (isotrope) und c) gemischte (anisotrope) Reflexion.

Atmosphärische Gegenstrahlung

Strahlungsabsorption der Atmosphärenbestandteile erhöht die Temperatur der Atmosphäre und führt zur Abgabe langwelliger Wärmestrahlung, von der etwa die Hälfte in Richtung der Erdoberfläche abgestrahlt wird und als atmosphärische Gegenstrahlung die Erdoberfläche erreicht (vgl. Kap. 2.2.1). Als Strahlungsabsorber wirken hierbei v.a. Wasserdampf und Kohlendioxid. Die von ihnen absorbierte Strahlung besteht zu einem geringen Teil aus kurzwelliger Solarstrahlung, die beim ersten Durchgang durch die Atmosphäre absorbiert wird und zu einem weitaus größeren Teil aus von der Erdoberfläche kommender, langwelliger Strahlung (s. Abb. 2-1). Als Wärmestrahlung tritt sie sowohl tags als auch nachts auf und ist Grundlage des natürlichen Treibhauseffekts. Durch den proportionalen Anstieg der Gegenstrahlung mit der Anzahl der Atmosphärenteilchen wächst sie mit zunehmendem Bewölkungsgrad und sinkt mit zunehmender Höhe.

Zur Berechnung der Gegenstrahlung wird hier ein Näherungsansatz nach QUIN et al. (2002) verwendet, der als Grundlage die temperaturabhängige Strahlungsabgabe nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz verwendet. Ein Vergleich weiterer Ansätze zur Bestimmung der atmosphärischen Gegenstrahlung ist bei IZIMON et al. (2003) zu finden. Da Temperatur und Emissionsfaktor der Atmosphäre nicht bekannt sind, werden sie über empirische Beziehungen, welche mehrheitlich die Lufttemperatur in der Standardhöhe von 2 m verwenden, abgeschätzt.

Entsprechend der täglichen Temperaturschwankung in einer Höhe von 2 m ist auch die tägliche Varianz der atmosphärischen Gegenstrahlung sehr gering.

$$\begin{aligned}
 I_{\text{gegen}}(t) &= \varepsilon_{\text{Atm}} \cdot \sigma \cdot T_{\text{Atm}}(t)^4 \\
 &= (0,92 \cdot 10^{-5} \cdot T_{2m}(t)^2) \cdot \sigma \cdot T_{2m}(t)^4 \quad [\text{W/m}^2] \\
 \text{mit } \varepsilon_{\text{Atm}} &= 0,92 \cdot 10^{-5} \cdot T_{\text{Luft}}(t)^2 \quad [-] \\
 T_{\text{Atm}}(t) &\approx T_{2m}(t) \quad [\text{K}]
 \end{aligned}$$

Gl. 4-10: Auf Grundlage des Stefan-Boltzmann-Gesetzes berechnete atmosphärische Gegenstrahlung nach QUIN et al. (2002).

$I_{\text{gegen}}(t)$	Atmosphärische Gegenstrahlung	$[\text{W/m}^2]$
ε_{Atm}	Emissionsgrad der Atmosphäre	$[-]$
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante	$[\text{W/m}^2\text{K}^4]$
$T_{\text{Atm}}(t)$	Temperatur der Atmosphäre	$[\text{K}]$
$T_{2m}(t)$	Lufttemperatur in einer Höhe von 2 m	$[\text{K}]$

Von der Oberfläche Energie abführende Strahlungsgrößen

Reflexionsstrahlung

Die Rückstrahlfähigkeit einer Oberfläche für kurzwellige Strahlung wird durch die Albedo ζ angegeben und berechnet sich aus dem Verhältnis von reflektierter zu eingestrahelter Energie im kurzweligen Spektralbereich. Sie ist Folge aller den Oberflächenzustand beeinflussenden Parameter (z.B. Farbe, Rauigkeit, Wassergehalt, etc.). Je dunkler eine Oberfläche infolge dieser Parameter ist, desto größer ist die Absorption und entsprechend geringer die Reflexion und damit die Albedo. Die eingestrahelte Energie kann direkter oder diffuser Natur sein. Die Form, in der die reflektierte Energie abgegeben wird, hängt von den Oberflächeneigenschaften ab und liegt meist zwischen spiegelnder und perfekt diffuser Reflexion (Abb. 4-5). Gängige Albedowerte verschiedener Oberflächen finden sich z.B. bei IQBAL (1983) und HÄCKEL (1999). Reflexion im langwelligen Spektralbereich findet nur in geringem Maße statt und kann deshalb vernachlässigt werden. Da die reflektierte Sonneneinstrahlung $I_{\text{reflex}}(t)$ eine von der Oberfläche ausgehende Strahlungsgröße ist, hat sie ein negatives Vorzeichen.

$$\begin{aligned}
 I_{\text{reflex}}(t) &= -\zeta \cdot I_{\text{kw}}(t) \\
 &= -\zeta \cdot (I_{\text{direkt}}(t) + I_{\text{diffus}}(t) + I_{\text{umg}}(t))
 \end{aligned}
 \quad [\text{W/m}^2]$$

$$\zeta = \frac{\text{reflektierte kurzwellige Strahlung}}{\text{einfallende kurzwellige Strahlung}} \quad [-]$$

Gl. 4-11: Kurzwellige Reflexionsstrahlung und Albedo.

$I_{\text{reflex}}(t)$	Reflektierte Sonneneinstrahlung	$[\text{W/m}^2]$
ζ_{Boden}	Albedo (Reflexionsfaktor für kurzwellige Strahlung) der Oberfläche	$[-]$
$I_{\text{kw}}(t)$	Kurzwellige Einstrahlung	$[\text{W/m}^2]$
$I_{\text{direkt}}(t)$	Direkte Einstrahlung	$[\text{W/m}^2]$
$I_{\text{diffus}}(t)$	Diffuse Einstrahlung	$[\text{W/m}^2]$
$I_{\text{umg}}(t)$	Umgebungsstrahlung	$[\text{W/m}^2]$

Langwellige Ausstrahlung

Die langwellige Wärmestrahlung $I_A(t)$, welche die Erdoberfläche aufgrund ihrer Temperatur abgibt, kann analog zur atmosphärischen Gegenstrahlung nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz bestimmt werden. In die Berechnung fließen lediglich der Emissionsfaktor der Oberfläche und ihre Temperatur ein. Die Strahlungsabgabe erfolgt in alle Raumrichtungen. Der Emissionsgrad ist ein Maß dafür, wie gut ein realer Körper im Vergleich zu einem schwarzen Körper als idealen Temperaturstrahler abstrahlen kann. Die Strahlungsfähigkeit hängt neben der Körpertemperatur auch von der Wellenlänge ab, bei der die Energie abgestrahlt wird. Deshalb wird hier der über alle Wellenlängen gewichtete, mittlere Emissionsfaktor angegeben. Emissionsgrade verschiedener Oberflächen findet man u.a. bei BAEHR & STEPHAN (2006).

$$I_A(t) = -\varepsilon \cdot \sigma \cdot T_0(t)^4 \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-12: Langwellige Ausstrahlung nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz.

$I_A(t)$	Langwellige Ausstrahlung	$[\text{W/m}^2]$
ε	Emissionsgrad	$[-]$
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante	$[\text{W/m}^2\text{K}^4]$
$T_0(t)$	Temperatur der Oberfläche in Abhängigkeit von der Zeit	$[\text{K}]$

Gesamtbetrachtung der Strahlungsbilanz

Die Gesamtstrahlungsbilanz (net radiation) fasst für einen gegebenen Zeitpunkt alle Strahlungsströme zusammen, die der Oberfläche Energie zu- oder abführen und gibt damit an, wie viel Energie zu dieser Zeit an der Bodenoberfläche für den weiteren Energietransfer zur Verfügung steht. Dabei ist zu beachten, dass von der Erdoberfläche Energie abführende Strahlungsterme ihr negatives Vorzeichen bei sich tragen.

$$Q_S(t) = I_{zu}(t) + I_{ab}(t) \quad [W/m^2]$$

$$= I_{direkt}(t) + I_{diffus}(t) + I_{umg}(t) + I_{gegen}(t) + I_{reflex}(t) + I_A(t)$$

Gl. 4-13: Strahlungsbilanz.

$Q_S(t)$	Strahlungsbilanz	[W/m ²]
$I_{zu}(t)$	Energie zuführende Strahlungsgrößen	[W/m ²]
$I_{ab}(t)$	Energie abführende Strahlungsgrößen (mit negativem Vorzeichen)	[W/m ²]
$I_{direkt}(t)$	Direkte Einstrahlung	[W/m ²]
$I_{diffus}(t)$	Diffuse Einstrahlung	[W/m ²]
$I_{umg}(t)$	Umgebungsstrahlung	[W/m ²]
$I_{gegen}(t)$	Atmosphärische Gegenstrahlung	[W/m ²]
$I_{reflex}(t)$	Reflektierte Sonneneinstrahlung	[W/m ²]
$I_A(t)$	Langwellige Ausstrahlung	[W/m ²]

Eine Integration von Gl. 4-13 nach der Zeit t erlaubt eine exakte Berechnung der Strahlungssumme für einen gegebenen Zeitraum. Werden als Integrationsgrenzen Sonnenauf- bzw. Sonnenuntergang verwendet, kann darüber der Gesamtbetrag an Energie bestimmt werden, welcher der betrachteten Oberfläche über einen Tag durch Sonneneinstrahlung zugeführt wird.

$$Q_{Sd} = \int_{t_{SA}}^{t_{SU}} Q_S(t) dt \quad [kJ/m^2d]$$

Gl. 4-14: Tägliche Gesamtbestrahlungsstärke.

Q_{Sd}	Gesamtstrahlungsbilanz für einen gegebenen Tag	[kJ/m ² d]
$Q_S(t)$	Strahlungsbilanz in Abhängigkeit von der Zeit	[W/m ²]
t	Zeit	[h]
t_{SA}	Zeit bei Sonnenaufgang	[h]
t_{SU}	Zeit bei Sonnenuntergang	[h]

Für ausreichend gering gewählte Zeitabschnitte kann die Integration umgangen werden, indem man die Bestrahlungsstärke zur Mitte des Zeitintervalls ermittelt und mit der Länge des Zeitintervalls multipliziert. Längere Zeiträume werden in mehrere Zeitschritte unterteilt. Zur Berechnung der Strahlungsbilanz über einen Tag wird jeweils die Strahlungsbilanz zu jeder Stunde ermittelt, mit der Dauer von einer Stunde multipliziert und die Teilergebnisse anschließend aufsummiert.

für kurze Zeiträume:

$$Q_{S\Delta t} = \int_t^{t+\Delta t} Q_S(t) \cdot dt \quad [J/m^2s]$$

$$= Q_S(t + \frac{1}{2}\Delta t) \cdot \Delta t$$

für längere Zeiträume bzw. für einen Tag:

$$Q_{Sd} = \int_{t=0}^{t=1\text{Tag}} Q_S(t) \cdot dt \quad [kJ/m^2d]$$

$$= 3600 \cdot \sum_{t=1h}^{t=24h} Q_S(t)$$

Gl. 4-15: Berechnung der Einstrahlung über einen gegebenen Zeitraum: Exakte Berechnung durch Integration und Abschätzung über die mittlere Bestrahlungsstärke in einem Intervall.

$Q_S(t)$	Strahlungsbilanz an einem gegebenen Zeitpunkt	$[W/m^2]$
$Q_{S\Delta t}$	Strahlungsbilanz im Zeitraum Δt	$[J/m^2s]$
Q_{Sd}	Gesamtstrahlungsbilanz für einen gegebenen Tag	$[kJ/m^2d]$
t	Zeit	$[s, h]$
Δt	Zeitintervall	$[s]$

Ein Beispiel für einen Tagesgang aller Strahlungsgrößen und eine tägliche Strahlungsbilanz für eine horizontale Fläche zeigt Abb. 5-1.

Ableitung von Oberflächentemperaturen aus der Strahlungsbilanz

Die Ermittlung der Oberflächentemperatur $T_0(t)$ aus der Strahlungsbilanz $Q_s(t)$ erfolgt über eine empirische lineare Funktion. Sie wurde exemplarisch für den 24. Mai 2008 basierend auf den vorhandenen Messreihen der Oberflächentemperaturen (s. Anhang C.2) erstellt und besitzt innerhalb der definierten räumlichen Gegebenheiten Gültigkeit (Abb. 4-6). Die Funktion beinhaltet den Einfluss der physikalischen Eigenschaften des Bodens auf die Umsetzung der eingestrahnten Energie in eine Erhöhung der Oberflächentemperatur. Man kann man davon ausgehen, dass über diese Funktion alle im Arbeitsgebiet nicht bekannten Faktoren korrigiert werden, die den Energiebetrag beeinflussen, der zur Erwärmung der Oberfläche zur Verfügung steht.

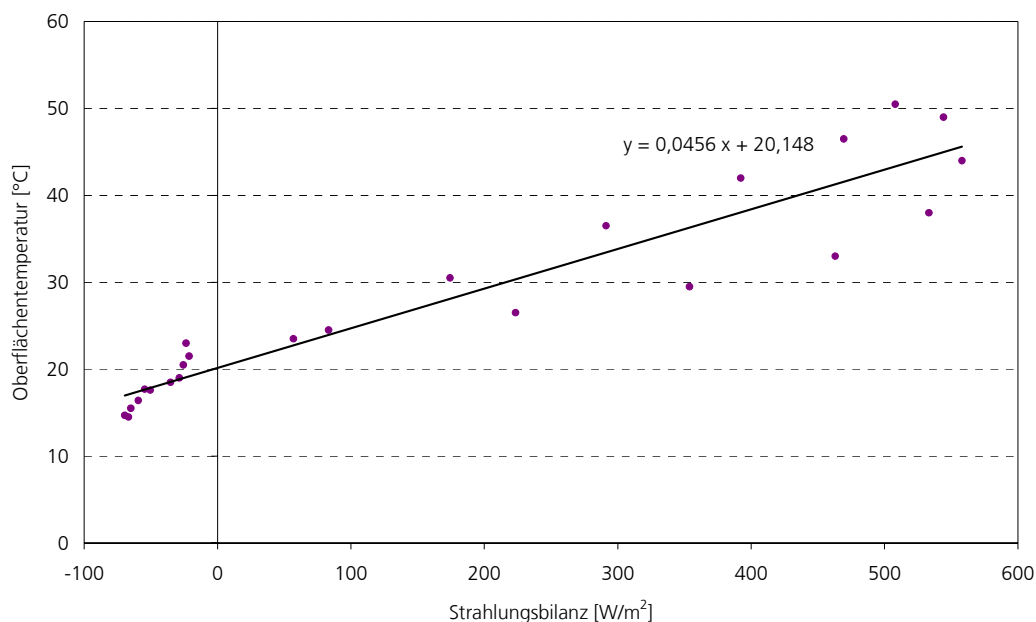


Abb. 4-6: Der Zusammenhang der Strahlungsbilanz mit der Oberflächentemperatur kann exemplarisch für den 24. Mai 2008 über eine geteilte lineare Funktion beschrieben werden.

$$T_0(t) = 0,0456 \cdot Q_s(t) + 20,148 \quad [\text{K}]$$

Gl. 4-16: Empirische Formel zur Ableitung der Oberflächentemperatur aus der Strahlungsbilanz.

$Q_s(t)$	Strahlungsbilanz	[W/m²]
$T_0(t)$	Temperatur der Oberfläche in Abhängigkeit von der Zeit	[K]

4.3.2 Wärmeausbreitung im Untergrund

Entsprechend der in Kap. 4.1 spezifizierten modelltechnischen Vereinfachungen kann der Wärmetransport im Boden über die Wärmeleitung und damit den Bodenwärmestrom beschrieben werden. Im Folgenden werden Ansätze vorgestellt, die seine Bestimmung aus Bodentemperaturen erlauben. Sie richten sich im Wesentlichen nach HILLEL (2004), ARYA (2001) und HANKS & ASHCROFT (1980).

Grundlegende Beschreibung des Bodenwärmestroms über Differentialgleichungen

Nach Kap. 2.3.2 ist der konduktive Bodenwärmestrom als Speicheränderungsrate definiert. Als solche ist er ein Maß für die pro Zeiteinheit und Fläche im Boden konduktiv transportierte Energie und wird in der Einheit $\text{J/m}^2\text{s}$ angegeben. Mit $1 \text{ J} = 1 \text{ W} \cdot 1 \text{ s}$ vereinfacht sich dies zu W/m^2 . Der Wärmefluss durch den Boden ist direkt proportional zum Temperaturgradienten. Der Proportionalitätsfaktor ist die Wärmeleitfähigkeit Λ . Sie legt die Transportbedingungen fest, während der Temperaturgradient den Antrieb für den Wärmefluss vorgibt. Dieser Sachverhalt wird durch das erste Gesetz der Wärmeleitung als erste Ableitung der Temperaturfunktion beschrieben („Wärmeleitungsgleichung“). In seiner Form ist das Gesetz dem Ohm’schen Gesetz ähnlich, das besagt, dass der Strom, der durch einen elektrischen Widerstand fließt, proportional zur angelegten Spannung wächst. Die Wärmeleitungsgleichung beschreibt einen Wärmetransport, der entgegengesetzt zum Temperaturgradienten verläuft; die Wärme bewegt sich also in Richtung der geringeren Temperatur. Ist die Oberfläche wärmer als der Boden, wird Wärme in den Boden transportiert. Nach Kap. 2 ist ein solcher Wärmestrom negativ.

$$Q_B(z,t) = \Lambda \cdot \frac{\partial T(z,t)}{\partial z} \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-17: Erstes Gesetz der Wärmeleitung für stationäre Bedingungen.

$Q_B(z,t)$	Bodenwärmestrom (pro Zeiteinheit und Fläche transportierte Energie)	$[\text{W/m}^2]$
$T(z,t)$	Temperatur	$[\text{K}]$
z	Tiefe (in den Boden gerichtet positiv gezählt)	$[\text{m}]$
Λ	Wärmeleitfähigkeit	$[\text{W/mK}]$
$\partial T(z,t)/\partial z$	Vertikaler Temperaturgradient	$[\text{K/m}]$

Die Wärmeleitungsgleichung gibt ausschließlich die Temperaturänderung mit der Tiefe an und gilt nur unter stationären, also zeitunabhängigen Bedingungen eines Systems. Ändern sich aber der Wärmeinhalt und damit die Temperatur einer Schicht über die Zeit, wie es beispielsweise im Tagesverlauf zu beobachten ist, so ändert sich auch der Bodenwärmestrom. Wird die Schicht wärmer, wird der Bodenwärmestrom mit steigender Tiefe kleiner und umgekehrt.

$$-\rho c_w \frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial Q_B(z,t)}{\partial z} \quad [\text{W/m}^3]$$

Gl. 4-18: Kontinuitätsgleichung für den Wärmefluss zur Beschreibung instationärer Verhältnisse.

ρ	Dichte	$[\text{kg/m}^3]$
c_w	Spezifische Wärmekapazität	$[\text{J/kg K}]$
$T(z,t)$	Temperatur	$[\text{K}]$
t	Zeit	$[\text{s}]$
$Q_B(z,t)$	Bodenwärmestrom (pro Zeiteinheit und Fläche transportierte Energie)	$[\text{W/m}^2]$
z	Tiefe	$[\text{m}]$

Findet in einem finiten Volumen keine Wärmeproduktion statt, ist nach diesem Gesetz die Änderung der Menge der darin gespeicherten Energie (linke Seite der Gleichung) genauso groß wie der Nettozu- oder -abfluss an Wärme (rechte Seite der Gleichung). Wird darin die Wärmeleitungsgleichung für stationäre Verhältnisse eingesetzt, entsteht das zweite Gesetz der Wärmeleitung (Fourier'sche Wärmeleitungsgleichung) als zweite Ableitung der Temperaturfunktion.

$$\frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T(z,t)}{\partial z^2} \quad \left(\text{mit } \kappa = \frac{\Lambda}{\rho \cdot c_w} \right) \quad [\text{K/s}]$$

Gl. 4-19: Zweites Gesetz der Wärmeleitung: Fourier'sche Wärmeleitungsgleichung für instationäre Bedingungen.

$T(z,t)$	Temperatur	$[\text{K}]$
t	Zeit	$[\text{s}]$
z	Tiefe	$[\text{m}]$
κ	Temperaturleitfähigkeit	$[\text{m}^2/\text{s}]$

Die Fourier'sche Wärmeleitungsgleichung ist die allgemeine Form der Differentialgleichung, welche die zeitliche und räumliche Änderung der Temperatur und darüber den Bodenwärmestrom beschreibt. Als Randbedingungen müssen stationäre Bedingungen in Form einer konstanten mittleren Temperatur der betrachteten Schicht, gelten. Dies gilt für jährliche und mit Einschränkungen auch für tägliche Zyklen. Des Weiteren gelten die unter 4.1

getroffenen Randbedingungen eines homogenen Bodens und damit eines eindimensional in die Tiefe gerichteten Wärmetransports sowie die als konstant über Tiefe und Zeit angenommenen physikalischen Parameter.

Die Fourier'sche Wärmeleitungsgleichung aus Gl. 4-19 kann unter Einbeziehung vorgegebener Randbedingungen auf mehrere Arten gelöst werden. Dazu stehen analytische und numerische Verfahren zur Verfügung. Analytische Lösungen der Differenzialgleichungen sind meist unbekannt. Sie können lediglich unter Spezifizierung verschiedener, analytisch dargestellter Randbedingungen ermittelt werden. Numerische Methoden sind immer anwendbar, liefern aber nur Näherungslösungen. Im Folgenden werden zwei analytische und ein numerischer Ansatz zur Lösung der Differenzialgleichungen für den Wärmetransport vorgestellt. Als Ergebnisse entstehen die Verläufe der Bodentemperaturen und des Bodenwärmestroms.

Überlagerung jährlicher und täglicher Zyklen bei der Berechnung von Bodentemperaturen und -wärmeströmen

Der tatsächliche Verlauf von Bodentemperatur und -wärmestrom unterliegt jährlichen und täglichen Schwankungen, welche durch die im Jahres- bzw. Tagesverlauf schwankende Strahlungsenergie entstehen. Die Tagesschwankungen bilden lediglich hochfrequente Modulationen der niederfrequenten Jahresschwankungen um die für alle Tiefen konstante Jahresmitteltemperatur. Für eine genaue Beschreibung der täglichen Verläufe von Bodentemperatur und -wärmestrom muss also neben der eigentlichen täglichen Varianz auch der entsprechende jährliche Verlauf berücksichtigt werden. Der jährliche Zyklus bestimmt somit das Tagesmittel eines gegebenen Tages, das dann von der täglichen Varianz überlagert wird.

Bodentemperaturen

Bei Betrachtung der Bodentemperatur kann das in die Berechnung der täglichen Varianz eingehende Tagesmittel $T_{m \text{ Tag}}$ direkt durch die Funktion für die jährliche Varianz ersetzt werden. Der Tagesverlauf variiert dann nicht mehr um eine über alle Tiefen konstante Temperatur, sondern um einen Temperaturverlauf (s. Abb. 5-6). Der aus der Überlagerung entstehende Gesamtverlauf wird dadurch asymmetrisch.

$$T_{\text{Jahr}}(z, t_{\text{Jahr}}) = T_{m \text{ Jahr}} + \Delta T_{m \text{ Jahr}}(z, t_{\text{Jahr}}) = T_{m \text{ Tag}}(z) \quad [\text{K}]$$

$$T_{\text{Tag}}(z, t_{\text{Tag}}) = T_{m \text{ Tag}} + \Delta T_{\text{Tag}}(z, t_{\text{Tag}}) \quad [\text{K}]$$

$$\rightarrow T_{\text{ges}}(z, t) = T_{m \text{ Tag}}(z) + \Delta T_{\text{Tag}}(z, t_{\text{Tag}}) \quad [\text{K}]$$

Gl. 4-20: Überlagerung von jährlichem und täglichem Temperaturzyklus.

$T(z, t)$	Jährlicher/täglicher Temperaturverlauf	[K]
$T_m(z)$	Mittlere Tagestemperatur in Abhängigkeit von der Tiefe	[K]
$T_{m \text{ Jahr}}$	Mittlere Temperatur (konstant über die Tiefe)	[K]
ΔT	Jährliche/tägliche Varianz um den Mittelwert	[K]
$T_{\text{ges}}(z, t)$	Gesamter Temperaturverlauf an einem Tag in Abhängigkeit von Tiefe und Zeit	[K]

Bodenwärmestrom

Beschäftigt man sich mit der Überlagerung der Zyklen, denen der Bodenwärmestrom unterliegt, müssen andere Gesetzmäßigkeiten beachtet werden. Wie unter 2.3 beschrieben, kann der Gesamtwärmegehalt des Bodens messtechnisch nicht erfasst werden, sondern nur Änderungen desselben. Ein über einen beschränkten Zeitraum gleich bleibender Wärmestrom, z.B. das Jahres- bzw. Tagesmittel kann also nicht bestimmt werden. Die bei Messungen aufgenommenen Änderungen variieren dann um den Wert Null, der stellvertretend für einen unbestimmten mittleren Wärmegehalt steht. Ebenso schwanken die hier errechneten Jahres- und Tagesverläufe um den Nullwert, der stellvertretend für den nicht erfassbaren Wärmegehalt steht.

Der jährliche Zyklus des Bodenwärmestroms gibt analog zum Temperaturverlauf das Tagesmittel an. Seine Varianz um den Mittelwert zeigt, dass der Bodenwärmestrom langfristig ausgeglichen ist und sich der Boden unter stabilen Bedingungen über die Jahre hinweg nicht erwärmt. Der Differenzbetrag von zwei aus der jährlichen Varianz berechneten, aufeinander folgenden Tagesmitteln gibt den Nettobetrag an Wärme an, den der Boden vom einen auf den anderen Tag gewonnen bzw. verloren hat. Eine Bilanz über einen Tag ist der Theorie nach also nicht ausgeglichen. Die täglichen Bilanzen sind etwa von März bis August negativ, wenn mehr Energie in den Boden gelangt als er verliert (zur Erinnerung: ein von der Oberfläche Energie abführender Wärmestrom ist negativ). Während des restlichen Jahrs wird dieser Energieüberschuss wieder abgegeben, so dass die Gesamtbilanz über das Jahr ausgeglichen ist.

Geht man davon aus, dass konstante Wärmebeträge nicht erfasst werden können, kann bei Messungen über einen Tag (im Gegensatz zu einer Temperaturmessung) das Tagesmittel nicht erfasst werden, sondern ausschließlich die Abweichung davon und damit die tägliche Varianz ($\Delta Q_{B \text{ Tag}}(z, t_{\text{Tag}})$). In der Praxis ist eine tägliche Bilanz des Bodenwärmestroms also stets ausgeglichen.

Der Gesamtverlauf der beide Zyklen beinhaltet, kann über eine einfache Addition der jährlichen und der täglichen Varianz ermittelt werden, da sie jeweils um den Nullwert variieren. Auch hier entsteht eine Gesamtkurve $\Delta Q_{B \text{ ges}}(z, t)$, die den genauen Verlauf an einem Tag angibt. Ein vergleichbares Ergebnis könnte lediglich über hochauflösende Langzeitmessungen über den Zeitraum von mindestens einem Jahr bestimmt werden.

$$Q_{B \text{ Jahr}}(z, t_{\text{Jahr}}) = \Delta Q_{B \text{ Jahr}}(z, t_{\text{Jahr}}) \quad [\text{W/m}^2]$$

$$Q_{B \text{ Tag}}(z, t_{\text{Tag}}) = \Delta Q_{B \text{ Tag}}(z, t_{\text{Tag}}) \quad [\text{W/m}^2]$$

$$\rightarrow \Delta Q_{B \text{ ges}}(z, t) = \Delta Q_{B \text{ Jahr}}(z, t_{\text{Jahr}}) + \Delta Q_{B \text{ Tag}}(z, t_{\text{Tag}}) \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-21: Überlagerung des täglichen mit dem jährlichen Zyklus des Bodenwärmestroms.

$$Q_B(z, t) \quad \text{Jährlicher/täglicher Verlauf des Bodenwärmestroms} \quad [\text{W/m}^2]$$

$$\Delta Q_B(z, t) \quad \text{Jährliche/tägliche Varianz des Bodenwärmestroms um einen nicht bekannten mittleren Wärmegehalt} \quad [\text{W/m}^2]$$

$$\Delta Q_{B \text{ ges}}(z, t) \quad \text{Gesamter Verlauf des Bodenwärmestroms an einem Tag} \quad [\text{W/m}^2]$$

Ansatz 1 zur Berechnung der Wärmeausbreitung im Untergrund:

Analytische Lösung der Wärmeleitungsgleichung mit einer periodisch veränderlichen Temperatur als Randbedingung

Analytische Lösungen von Differenzialgleichungen sind nur bei bekannten Funktionen oder unter Einbeziehung von Annahmen, über die Funktionen aufgestellt werden können, möglich. Für diese können dann exakte und durchgängige Lösungen berechnet werden. Eine analytische Lösung der Wärmeleitungsgleichung nach ARYA (2001), HILLEL (2004), MONOTEITH & UNSWORTH, 1990, und anderen, geht von einer periodisch veränderlichen Oberflächentemperatur als Randbedingung aus. Über sie können sowohl Bodentemperaturen als auch der Wärmestrom im Boden berechnet werden.

Die Herleitung einer grundlegenden Beschreibung eines periodischen Temperaturverlaufs durch eine harmonische Schwingung wurde im Anhang A.1 formuliert. Zur Ableitung einer Funktion zur Berechnung von Bodentemperaturen werden weitere Annahmen getroffen. Die in 2.3.2 bereits angesprochene Abschwächung der Amplitude mit der Tiefe lässt sich durch eine Exponentialfunktion beschreiben. Die dabei verwendete Dämpfungstiefe z_D ist eine Behelfsgröße und gibt die Tiefe an, in der die Temperaturamplitude auf $1/e$ (ca. 0,37) ihres Oberflächenwertes abgesunken ist (ARYA, 2001). Sie ist eine Funktion der Temperaturleitfähigkeit sowie der Häufigkeit der Periode. Die Tiefe, in der die Temperaturschwankungen vernachlässigbar gering werden, ist die Eindringtiefe, in der die Amplitude auf 1 % ihres Oberflächenwertes abgenommen hat (vgl. Abb. 2-2). Sie kann auf dem gleichen Weg aus der Funktion, welche die Veränderung der Amplitude über die Tiefe beschreibt, berechnet werden und ist etwa das 4,6-fache der Dämpfungstiefe. Je höher die Temperaturleitfähigkeit ist, desto größer ist auch die Eindringtiefe der Temperaturschwankungen (GEIGER, ARON & TODHUNTER, 2003). Aus $z_D \text{ Jahr} / z_D \text{ Tag}$ ergibt sich, dass die Eindringtiefe jährlicher Schwankungen in den Boden etwa 19mal so groß ist wie die täglicher Schwankungen. Das zeitverzögerte Eindringen der Temperaturwelle durch die thermische Trägheit des Bodens wird über eine Phasenverschiebung Φ einbezogen, die mit der Tiefe ansteigt. In der Tiefe $\pi \cdot z_D$ schwingt die Phase genau gegensätzlich zu jener an der Oberfläche. Über diese Annahmen kann eine Temperaturfunktion aufgestellt werden, die die Schwankung der Bodentemperaturen um das Mittel der Oberflächentemperaturen angibt.

Temperaturwelle an der Oberfläche nach Anhang A.1:

$$T(0,t) = T_m + A_0 \cdot \sin(\omega_p \cdot (t - t_m)) \quad [\text{K}]$$

Erweiterung zur Berücksichtigung der Tiefe:

$$A(z) = A_0 \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_D}\right] \quad \text{mit } z_D = \sqrt{\frac{2\kappa}{\omega_p}} \quad \text{und } \omega_p = \frac{2\pi}{P} \quad [\text{K}]$$

$$\Phi(z) = -\frac{z}{z_D} \quad [-]$$

Temperaturfunktion:

$$T(z,t) = T_m + A_0 \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_D}\right] \cdot \sin\left[\omega_p(t - t_m) - \frac{z}{z_D}\right] \quad [\text{K}]$$

Gl. 4-22: Ableitung einer Temperaturfunktion unter Annahme eines sinusförmigen Temperaturverlaufs an der Oberfläche als Randbedingung (nach ARYA, 2001; HILLEL, 2004).

$A(z)$	Temperaturamplitude in Tiefe z	[K]
A_0	Temperaturamplitude an der Oberfläche	[K]
z	Tiefe	[m]
z_D	Dämpfungstiefe	[m]
κ	Temperaturleitfähigkeit	[m ² /s]
$\Phi(z)$	Phasenverschiebung	[-]
$T(z,t)$	Temperatur in Abhängigkeit von Tiefe und Zeit	[K]
T_m	Mittlere Temperatur	[K]
ω_p	Winkel Frequenz des täglichen oder jährlichen Zyklus	[1/s]
t	Zeit	[s]
t_m	Zeitpunkt, an dem T_m erreicht wird	[s]
P	Länge der Periode (Tag/Jahr in Sekunden)	[s]

Kann der Temperaturverlauf im Boden über eine harmonische Schwingung beschrieben werden, ist dies auch für die Speicheränderungsrate, also den Bodenwärmestrom $\Delta Q_B(z,t)$ möglich. Dafür wird die Temperaturfunktion nach der Tiefe abgeleitet und als Randbedingung in die Wärmeleitungsgleichung (Gl. 4-17) eingesetzt. Darüber wird eine analytische Lösung zur Berechnung des Bodenwärmestroms ermittelt, die die gleichen Terme zur Verringerung der Amplituden und zur Phasenverschiebung beinhaltet wie die Temperaturfunktion. Neben den bodenspezifischen Parametern gehen auch hier die Amplitude der Oberflächentemperatur sowie der Zeitpunkt, wann die Mitteltemperatur erreicht wird, ein.

$$\Delta Q_B(z,t) = \underbrace{-A_0 \sqrt{\omega_P \rho c_w \Lambda}}_{\substack{\text{Amplitudenveränderung} \\ \text{Dämpfung}}} \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_D}\right] \cdot \sin\left[\underbrace{\omega_P(t - t_m) + \frac{\pi}{4} - \frac{z}{z_D}}_{\text{Phasenverschiebung}}\right] \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-23: Lösung der Wärmeleitungsgleichung für einen periodischen Temperaturverlauf an der Oberfläche als Randbedingung (nach ARYA, 2001; HILLEL, 2004).

$\Delta Q_B(z,t)$	Varianz des Bodenwärmestroms	[W/m ²]
A_0	Temperaturamplitude an der Oberfläche	[K]
ω_P	Winkelfrequenz des täglichen oder jährlichen Zyklus	[1/s]
ρ	Dichte	[kg/m ³]
c_w	Spezifische Wärmekapazität	[J/kgK]
Λ	Wärmeleitfähigkeit	[W/mK]
z	Tiefe	[m]
z_D	Dämpfungstiefe	[m]
t	Zeit	[s]
t_m	Zeitpunkt, an dem T_m erreicht wird	[s]

Vergleicht man die Phasenverschiebungen der Formeln zur Berechnung der Bodentemperaturen und des Bodenwärmestroms, fällt auf, dass das Maximum der Temperaturkurve erst $\pi/4$ der Periode später auftritt, als das des Bodenwärmestroms (ARYA, 2001). Bei einer täglichen Betrachtung setzt die Temperaturerhöhung also erst etwa 3 Stunden nach einer Änderung des Bodenwärmestroms ein und bei einer jährlichen Betrachtung etwa 1,5 Monate später.

Überlagerung jährlicher und täglicher Zyklen für Ansatz 1

Bei Anwendung der in Gl. 4-20 definierten Gesetzmäßigkeiten für die Überlagerung täglicher und jährlicher Zyklen der Bodentemperatur auf Ansatz 1, reduzieren sich die eingehenden Größen auf die über alle Tiefen konstante Jahresmitteltemperatur sowie die jährliche und die tägliche Amplitude der Oberflächentemperatur.

Auch für den Bodenwärmestrom kann die Berechnungsformel für die jährliche sowie die tägliche Varianz aufgestellt werden. Für die Gesamtkurve werden, wie im vorigen Kapitel erläutert, beide Zyklen ohne Abzug eines Tagesmittels addiert.

Bodentemperatur:

$$T_{\text{Jahr}}(z, t_{\text{Jahr}}) = T_{m \text{ Jahr}} + A_{0 \text{ Jahr}} \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_{D \text{ Jahr}}}\right] \cdot \sin\left[\omega_{P \text{ Jahr}}(t_{\text{Jahr}} - t_{m \text{ Jahr}}) - \frac{z}{z_{D \text{ Jahr}}}\right] \quad [\text{K}]$$

$$\begin{aligned} T_{\text{Tag}}(z, t_{\text{Tag}}) &= T_{m \text{ Tag}} + \Delta T_{\text{Tag}}(z, t_{\text{Tag}}) \\ &= T_{m \text{ Tag}} + A_{0 \text{ Tag}} \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_{D \text{ Tag}}}\right] \cdot \sin\left[\omega_{P \text{ Tag}}(t_{\text{Tag}} - t_{m \text{ Tag}}) - \frac{z}{z_{D \text{ Tag}}}\right] \end{aligned} \quad [\text{K}]$$

$$\begin{aligned} T_{\text{ges}}(z, t) &= \left(T_{m \text{ Jahr}} + A_{0 \text{ Jahr}} \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_{D \text{ Jahr}}}\right] \cdot \sin\left[\omega_{P \text{ Jahr}}(t_{\text{Jahr}} - t_{m \text{ Jahr}}) - \frac{z}{z_{D \text{ Jahr}}}\right] \right) \\ &\quad + A_{0 \text{ Tag}} \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_{D \text{ Tag}}}\right] \cdot \sin\left[\omega_{P \text{ Tag}}(t_{\text{Tag}} - t_{m \text{ Tag}}) - \frac{z}{z_{D \text{ Tag}}}\right] \end{aligned} \quad [\text{K}]$$

Bodenwärmestrom:

$$\Delta Q_{B \text{ Jahr}}(z, t_{\text{Jahr}}) = -A_{0 \text{ Jahr}} \sqrt{\omega_{P \text{ Jahr}} \rho c_w \Lambda} \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_{D \text{ Jahr}}}\right] \cdot \sin\left[\omega_{P \text{ Jahr}}(t_{\text{Jahr}} - t_{m \text{ Jahr}}) + \frac{\pi}{4} - \frac{z}{z_{D \text{ Jahr}}}\right] \quad [\text{W/m}^2]$$

$$\Delta Q_{B \text{ Tag}}(z, t_{\text{Tag}}) = -A_{0 \text{ Tag}} \sqrt{\omega_{P \text{ Tag}} \rho c_w \Lambda} \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_{D \text{ Tag}}}\right] \cdot \sin\left[\omega_{P \text{ Tag}}(t_{\text{Tag}} - t_{m \text{ Tag}}) + \frac{\pi}{4} - \frac{z}{z_{D \text{ Tag}}}\right] \quad [\text{W/m}^2]$$

$$\Delta Q_{B \text{ ges}}(z, t) = \Delta Q_{B \text{ Jahr}}(z, t_{\text{Jahr}}) + \Delta Q_{B \text{ Tag}}(z, t_{\text{Tag}}) \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-24: Überlagerung von jährlichem und täglichem Zyklus der Bodentemperaturen und des Bodenwärmestroms für den Ansatz einer periodisch veränderlichen Oberflächentemperatur (Ansatz 1).

$T(z, t)$	Jährliche/tägliche Temperatur in Abhängigkeit von der Tiefe und der Zeit	[K]
$T_{m \text{ Jahr}}$	Mittlere Jahrestemperatur (konstant über die Tiefe)	[K]
$T_{m \text{ Tag}}$	Mittlere Tagestemperatur	[K]
A_0	Jährliche/tägliche Amplitude der Oberflächentemperatur	[K]
z	Tiefe	[m]
z_D	Jährliche/tägliche Dämpfungstiefe	[m]
ω_P	Winkelfrequenz des Zyklus (Jahr/Tag in Sekunden)	[1/s]
t	Zeit in Tagen/Sekunden	[d, s]
t_m	Zeitpunkt, an dem T_m im Jahres-/ Tagesverlauf erreicht wird	[d, s]
$\Delta Q_B(z, t)$	Jährliche/tägliche Varianz des Bodenwärmestroms um einen Mittelwert	[W/m ²]
ρ	Dichte	[kg/m ³]
c_w	Spezifische Wärmekapazität	[J/kgK]
Λ	Wärmeleitfähigkeit	[W/mK]

4.4 Erweiterung des Modells durch Einbeziehung diskreter Messwerte

In diesem zweiten Modellierungsansatz werden vorhandene Temperaturmessungen (s. Kap. 4.2) in die Bilanzierung einbezogen, um das Modell an die lokalen Gegebenheiten anzupassen und dadurch die Genauigkeit und die Aussagekraft des Modells zu verbessern. In dieser Arbeit kann auf die im Anhang C aufgeführten Messreihen von Oberflächen- und Lufttemperaturen zurückgegriffen werden. Sie gehen in die Berechnung der langwelligen Strahlungsgrößen sowie der Bodentemperaturen und –wärmeströme ein. Messtechnisch nicht erfasste Größen werden weiterhin auf Basis des im vorigen Kapitel vorgestellten theoretischen Ansatzes berechnet.

4.4.1 Strahlungsbilanz

Direkte Messungen der Strahlungsbilanzgrößen liegen aus Projektarbeiten bisher nicht vor. Zur Berechnung der Strahlungsbilanz können lediglich die Messungen von Oberflächen- und Lufttemperaturen (s. Anhang C.2 und C.5), die in die atmosphärische Gegenstrahlung bzw. die langwellige Ausstrahlung eingehen, herangezogen werden. Die Strahlungsbilanz wird entsprechend der im Kap. 4.3.1 beschriebenen Vorgehensweise unter Einbeziehung der genannten Luft- und Oberflächentemperaturen berechnet.

4.4.2 Wärmeausbreitung im Untergrund

Direkte Messungen von Bodenwärmeströmen und Bodentemperaturen liegen ebenfalls nicht vor. Daher wird auf Oberflächentemperaturen zurückgegriffen, die entweder aus der Strahlungsbilanz errechnet werden, oder aus Messreihen vorliegen. Ihre Einbeziehung zur Berechnung des Wärmetransports und der Temperaturen im Untergrund ermöglicht die Anpassung des Modells, was zu einer wesentlich höheren Genauigkeit der hier ermittelten Werte gegenüber den ursprünglichen Modellergebnissen führt, da beide Größen direkt aus der Oberflächentemperatur errechnet werden können.

Ansatz 2 zur Berechnung der Wärmeausbreitung im Untergrund:

Analytische Lösung der Wärmeleitungsgleichung mit einer periodisch veränderlichen Temperatur als Randbedingung - Modifizierung des Ansatzes unter Einbeziehung von Oberflächentemperaturen

Im Kap. 4.3.2 wurde eine Methode zur Berechnung von Bodentemperaturen und des Bodenwärmestroms unter Annahme einer periodisch veränderlichen Temperatur als Randbedingung vorgestellt (nach ARYA, 2001; HILLEL, 2004 etc.). Die dafür verwendete Gl. 4-22 kann soweit umgestellt werden, dass der Term, der den oberflächlichen Temperaturverlauf beschreibt, erscheint. Er kann anschließend durch bekannte Oberflächentemperaturen ersetzt werden. Auf Grundlage dieser Messwerte wird der Temperaturverlauf im Boden unter Annahme der im Kap. 4.3.2 definierten Faktoren zur Dämpfung und Phasenverschiebung berechnet. Die eingehende Tagesmitteltemperatur, die Amplitude der Oberflächentemperatur und der Zeitpunkt, wann das Tagesmittel erreicht wird, können aus den Messwerten bestimmt werden.

$$T(z,t) = T_m + A_0 \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_D}\right] \cdot \sin\left[\omega_P(t - t_m) - \frac{z}{z_D}\right] \quad [K]$$

$$\text{daraus } T_0(t) = T_m + A_0 \cdot \sin[\omega_P(t - t_m)] \quad [K]$$

$$\rightarrow T(z,t) = T_m + \left((T_0(t) - T_m) \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_D}\right] \cdot \cos\left[\frac{z}{z_D}\right] \right) - \left(A_0 \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_D}\right] \cdot \sin\left[\frac{z}{z_D}\right] \cdot \cos[\omega_P(t - t_m)] \right)$$

Gl. 4-25: Veränderung der Temperaturfunktion aus Gl. 4-22 zur Einbeziehung diskreter Oberflächentemperaturen.

$T(z,t)$	Temperatur in Abhängigkeit von Tiefe und Zeit	[K]
$T_0(t)$	Temperatur der Oberfläche in Abhängigkeit von der Zeit	[K]
T_m	Mittlere Temperatur	[K]
A_0	Temperaturamplitude an der Oberfläche	[K]
z	Tiefe	[m]
z_D	Dämpfungstiefe	[m]
ω_P	Winkelfrequenz des täglichen oder jährlichen Zyklus	[1/s]
t	Zeit	[s]
t_m	Zeitpunkt, an dem T_m erreicht wird	[s]

Durch Ableitung dieser Gleichung nach der Tiefe lässt sich eine analytische Lösung der Wärmeleitungsgleichung berechnen. Damit kann unter Einbeziehung diskreter Oberflächentemperaturen der Verlauf des Bodenwärmestroms berechnet werden.

Ableitung der Temperaturfunktion:

$$\frac{\partial T(z,t)}{\partial z} = \exp\left[\frac{-z}{z_D}\right] \cdot \left[\frac{-1}{z_D}\right] \cdot \sqrt{2} \cdot \left((T_0(t) - T_m) \cdot \sin\left[\frac{\pi}{4} + \frac{z}{z_D}\right] + A_0 \cdot \cos[\omega_P \cdot (t - t_m)] \cdot \sin\left[\frac{\pi}{4} - \frac{z}{z_D}\right] \right) \quad [K]$$

$$\left(\text{mit: } z_D = \sqrt{\frac{2\kappa}{\omega_P}} \text{ und } \kappa = \frac{\Lambda}{\rho \cdot c_w} \right)$$

Wärmeleitungsgleichung:

$$Q_B = \Lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad [W/m^2]$$

Lösung für den Bodenwärmestrom:

$$Q_B(z,t) = -\sqrt{\rho \cdot c_w \cdot \omega_P \cdot \Lambda} \cdot \exp\left[\frac{-z}{z_D}\right] \cdot \left((T_0(t) - T_m) \cdot \sin\left[\frac{\pi}{4} + \frac{z}{z_D}\right] + A_0 \cdot \cos[\omega_P \cdot (t - t_m)] \cdot \sin\left[\frac{\pi}{4} - \frac{z}{z_D}\right] \right)$$

Gl. 4-26: Analytische Lösung der Wärmeleitungsgleichung zur Berechnung des Bodenwärmestroms aus Oberflächentemperaturen.

$T(z,t)$	Temperatur in Abhängigkeit von Tiefe und Zeit	[K]
z	Tiefe	[m]
z_D	Dämpfungstiefe	[m]
$T_0(t)$	Temperatur der Oberfläche in Abhängigkeit von der Zeit	[K]
T_m	Mittlere Temperatur	[K]
A_0	Temperaturamplitude an der Oberfläche	[K]
ω_P	Winkelfrequenz des täglichen oder jährlichen Zyklus	[1/s]
t	Zeit	[s]
t_m	Zeitpunkt, an dem T_m erreicht wird	[s]
κ	Temperaturleitfähigkeit	[m ² /s]
Λ	Wärmeleitfähigkeit	[W/mK]
ρ	Dichte	[kg/m ³]
c_w	Spezifische Wärmekapazität	[J/kgK]
$Q_B(z,t)$	Bodenwärmestrom in Abhängigkeit von Tiefe und Zeit	[W/m ²]

Überlagerung jährlicher und täglicher Zyklen

Zur Überlagerung der täglichen und jährlichen Zyklen gelten für den Temperaturverlauf die in Gl. 4-20 und für den Bodenwärmestrom die in Gl. 4-21 formulierten Gesetzmäßigkeiten. Der tägliche Zyklus von Temperatur und Bodenwärmestrom lässt sich mit den entsprechenden Eingabewerten über Gl. 4-25 bzw. Gl. 4-26 berechnen. Sind Messreihen der Tagesmitteltemperaturen an der Oberfläche über den Zeitraum von einem Jahr vorhanden, kann auch der jährliche Verlauf auf diesem Weg berechnet werden. Da diese Daten jedoch normalerweise nicht vorliegen, wird hier der jährliche Verlauf der Temperatur und des Bodenwärmestroms und damit die Tagesmittel für den gegebenen Tag über die periodischen Näherungsfunktionen nach Ansatz 1 (Gl. 4-24) bestimmt. Der dadurch verursachte Fehler ist als gering anzunehmen.

Ansatz 3 zur Berechnung der Wärmeausbreitung im Untergrund:

Numerische Lösung der Differenzialgleichungen für den Wärmetransport mittels Finiter Differenzen

Neben analytischen Verfahren existieren approximierende numerische Verfahren. Sie sind allgemeiner gehalten, erlauben aber ausschließlich die Berechnung diskreter Lösungen. Über das Verfahren der Finiten Differenzen kann eine explizite numerische Lösung der Wärmeleitungsgleichung ermittelt werden. Unter Einbeziehung gemessener oder errechneter Oberflächentemperaturen ist dann eine Modellierung des Temperaturverlaufs im Boden und daraus des Bodenwärmestroms möglich. Eine solche Vorgehensweise zur Modellierung von Bodentemperaturen über einem Kohlefeuer ist bei ROSEMA et al. (2000) beschrieben.

Grundlage der Berechnung ist die Kontinuitätsgleichung zur Beschreibung instationärer Verhältnisse (Gl. 4-18). Beim Verfahren der Finiten Differenzen werden ihre Differenzialquotienten durch Differenzenquotienten angenähert. Dadurch werden die exakten analytischen Gleichungen numerisch dargestellt und sind ohne weitere Annahmen berechenbar.

Raum-Zeit-Gitter

Um eine numerische Berechnung zu ermöglichen, ist eine Überführung des über die Differenzialgleichungen beschriebenen Raum-Zeit-Kontinuums in ein diskretes Analogon erforderlich. Im einfachsten Fall kann dies durch ein rechteckiges Gitter, dessen Abschnitte auf der y-Achse durch Tiefenschritte und dessen x-Achse durch Zeitschritte vorgegeben sind, erfolgen („Raum-Zeit-Gitter“). Die Lösungen werden nach Aufstellung der Differenzengleichungen nur noch für die Knoten des Gitters, also bestimmte Zeit- und Tiefenschritte, berechnet. Dabei kann davon ausgegangen werden, dass bei einer Maschenverfeinerung die Lösung der Differenzengleichung gegen die exakte Lösung der Differenzialgleichung konvergiert. Abb. 4-7 zeigt eine schematische Darstellung eines Raum-Zeit-Gitters. Die x-Achse ist aus praktischen Gründen in gleich lange Zeitintervalle gegliedert, während die y-Achse ungleich große Tiefenintervalle aufweist, so dass oberflächennahe Änderungen besser aufgelöst werden. Ein neuer Temperaturwert T_j^t wird jeweils aus den umliegenden Gitterpunkten errechnet. Die den umliegenden Punkten zugewiesenen Temperaturen sind durch Anfangs- und Randbedingungen vorgegeben.

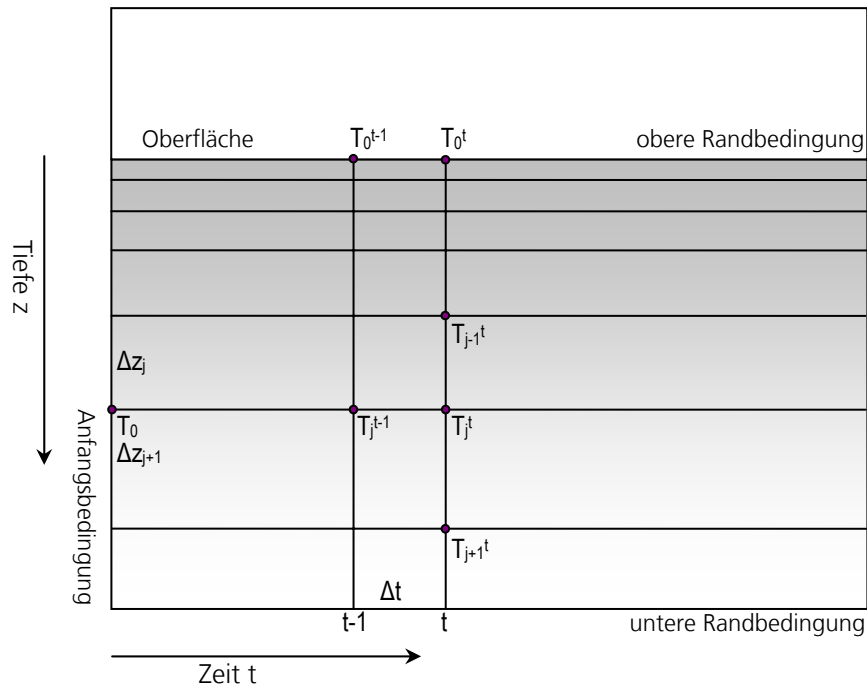


Abb. 4-7: Darstellung eines Raum-Zeit-Gitters zur Lösung von Differenzialgleichungen mittels Finiter Differenzen.

Diskretisierung

Die Diskretisierung beschreibt die Überführung der Differenzialgleichungen in Differenzengleichungen. Grundlage der Diskretisierung ist der Satz von Taylor, der die Näherung einer Funktion in der Umgebung eines Punktes durch ein Polynom beschreibt. Das Restglied gibt den Diskretisierungsfehler, also die Abweichung der der Differenzialgleichung von der bestimmten Differenzengleichung an. Es konvergiert gegen Null je kleiner h ist, also je näher $f(x)$ und $f(x+h)$ beieinander liegen.

$$f(x+h) = f(x) + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{h}{i!} \cdot f^{(i)}(x) + R_n \quad [-]$$

dabei gilt: $\lim_{h \rightarrow 0} R_n = 0$

für $n = 2$: $f(x+h) = f(x) + h \cdot f'(x) + R_2 \quad [-]$

$$f'(x) = \frac{f(x+h) - f(x)}{h} - \frac{R_2}{h}$$

Gl. 4-27: Satz von Taylor zur Näherung von Differenzialquotienten durch Differenzenquotienten.

$f^{(i)}$ i -te Ableitung [-]

R_n Restglied [-]

R_2/h Diskretisierungsfehler [-]

Setzt man $i = 2$ ein, erhält man eine Näherung für die erste Ableitung, die den vorderen Differenzenquotienten angibt. Über diesen Ansatz wird die Diskretisierung der Kontinuitätsgleichung für den instationären Wärmetransport für den Gitterpunkt T_j^{t-1} durchgeführt (explizites Finite-Differenzen-Verfahren). Bei der Diskretisierung der rechten Seite wird der Schritt zweimal durchgeführt.

$$-c_{w\text{vol}} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = -\Lambda \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

zeitliche Diskretisierung (linke Seite):

$$-c_{w\text{vol}} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = -c_{w\text{vol}} \cdot \frac{T_j - T_j^{t-1}}{\Delta t}$$

räumliche Diskretisierung (rechte Seite):

$$\Lambda \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \Lambda \cdot \frac{\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{j+1} - \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_j}{\frac{\Delta z_j + \Delta z_{j+1}}{2}} = 2\Lambda \cdot \frac{\frac{T_{j+1}}{\Delta z_{j+1}} - \frac{T_j}{\Delta z_{j+1}} - \frac{T_j}{\Delta z_j} + \frac{T_{j-1}}{\Delta z_j}}{\Delta z_j + \Delta z_{j+1}}$$

Ergebnis der Diskretisierung:

$$T_{j-1} \cdot A_j + T_j \cdot B_j + T_{j+1} \cdot C_j + T_j^{t-1} \cdot D_j = 0$$

$$\text{mit } A_j = \left[\frac{2\Lambda}{\Delta z_j \cdot (\Delta z_j + \Delta z_{j+1})} \right]$$

$$B_j = \left[-\frac{c_{w\text{vol}}}{\Delta t} - \frac{2\Lambda}{\Delta z_{j+1} \cdot (\Delta z_j + \Delta z_{j+1})} - \frac{2\Lambda}{\Delta z_j \cdot (\Delta z_j + \Delta z_{j+1})} \right] = -\frac{c_{w\text{vol}}}{\Delta t} - C_j - A_j$$

$$C_j = \left[\frac{2\Lambda}{\Delta z_{j+1} \cdot (\Delta z_j + \Delta z_{j+1})} \right]$$

$$D_j = \frac{c_{w\text{vol}}}{\Delta t}$$

Gl. 4-28: Schrittweise Diskretisierung der Transportgleichung für Wärme.

T	Temperatur	[K]
t	Zeit	[s]
z	Tiefe	[m]
$c_{w\text{vol}}$	Volumetrische Wärmekapazität	[J/Km ³]
Λ	Wärmeleitfähigkeit	[W/mK]
Δz	Tiefenintervall	[m]
Δt	Zeitintervall	[s]
j	Index für Tiefenintervalle	[-]
t	Index für Zeitintervalle	[-]

Die Diskretisierung führt zu einem System von linearen Differenzengleichungen mit vier Unbekannten. Die rekursive Darstellung erfordert die Angabe von Randbedingungen.

Formulierung der Randbedingungen

Randbedingungen müssen an zwei Niveaus festgelegt werden: zum Einen an der Oberfläche, wo die Oberflächentemperatur durch den Einstrahlungszyklus oder Messreihen vorgegeben wird und zum Anderen in einer Bodentiefe, die unterhalb der täglichen Schwankungen liegt. Randbedingungen können beispielsweise durch diskrete Werte (Dirichlet-Bedingungen) oder Funktionen (gemischte Randbedingungen) vorgegeben sein.

Eine sinnvolle Festlegung des unteren Randes erfolgt durch eine Dirichlet-Bedingung. Er wird durch die aus den Oberflächenmesswerten errechnete Tagesmitteltemperatur T_m festgelegt. Die Lage des unteren Randes wird dabei unterhalb der täglichen Eindringtiefe der Temperaturschwankungen definiert. Ab dieser Tiefe wird die Temperatur zunächst als konstant angenommen. Für den oberen Rand können Dirichlet- oder gemischte Randbedingungen verwendet werden. In der praktischen Anwendung bedeutet dies die Verwendung z.B. aus der Strahlungsbilanz errechneter oder gemessener Oberflächentemperaturen. Zum Starten des Algorithmus ist außerdem eine Anfangsbedingung erforderlich, wofür in der Regel ein gemessenes Temperaturprofil verwendet wird. Ist ein solches nicht verfügbar, wird ein Profil geschätzt oder wie hier für alle Tiefen das Tagesmittel angenommen. Es dient zur Berechnung der ersten Temperaturkurven. Alle folgenden Temperaturkurven werden aus der jeweils vorhergehenden errechnet.

$$\text{Unterer Rand:} \quad \lim_{z \rightarrow \infty} T(z, t) = T_m = T_{j+1}^t$$

$$\text{oberer Rand:} \quad T_0(t) = T_{j-1}^t$$

$$\text{Anfangsbedingung:} \quad T(z, 0) = T_{m\text{Tag}} = T_j^{t-1}$$

Gl. 4-29: Spezifizierung der Randbedingungen für das Verfahren der Finiten Differenzen.

$T(z, t)$	Temperatur in Abhängigkeit von Tiefe und Zeit	[K]
T_m	Mittlere Temperatur	[K]
$T_0(t)$	Temperatur der Oberfläche in Abhängigkeit von der Zeit	[K]
$T(z, 0)$	Temperatur zum Zeitpunkt Null in Abhängigkeit der Tiefe	[K]
j	Index für Tiefenschritte	[-]
t	Index für Zeitschritte	[-]

Lösung der Differenzengleichungen

Nach Festlegung der Rand- bzw. der Anfangsbedingung sind drei der vier Unbekannten aus dem Ergebnis der Diskretisierung bekannt. Startend von der Oberfläche wird T_{j-1}^t in der rekursiven Beschreibung jeweils von dem über dem betrachteten Gitterpunkt liegenden Punkt bezogen, und T_j^{t-1} vom jeweils vorhergehenden Zeitschritt (vgl. Abb. 4-7). T_{j+1}^t bleibt für alle Berechnungsschritte in der über die Randbedingungen festgelegten Tiefe. Aus diesen drei umgebenden Gitterpunkten kann direkt die gesuchte Bodentemperatur T_j^t errechnet werden. Man spricht deshalb auch von einem expliziten Verfahren. Durch die rekursive Beschreibung erfolgt eine iterative Annäherung an das Ergebnis. Das Verfahren zeigt eine sehr gute Konvergenz, so dass das Ergebnis nach nur wenigen Iterationsschritten, die jeweils einen Tageszyklus umfassen, konstant bleibt.

Ermittlung des Bodenwärmestroms aus den Bodentemperaturen

Da keine analytische Beschreibung der Bodentemperaturen vorliegt, wird die Wärmeleitungsgleichung numerisch gelöst. Durch eine Diskretisierung von Gl. 4-17 kann eine numerische Lösung der Wärmeleitungsgleichung ermittelt werden, über die der Bodenwärmestrom aus Bodentemperaturen errechnet werden kann.

$$Q_B(z,t) = \Lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z} = \Lambda \cdot \frac{T_{n+1} - T_n}{z_{n+1} - z_n} \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. 4-30: Diskretisierung der Wärmeleitungsgleichung zur numerischen Berechnung des Bodenwärmestroms aus Bodentemperaturen.

$Q_B(z,t)$	Bodenwärmestrom in Abhängigkeit von Tiefe und Zeit	[W/m ²]
t	Zeit	[s]
z	Tiefe	[m]
Λ	Wärmeleitfähigkeit	[W/mK]
T	Temperatur	[K]
$\partial T / \partial z$	Vertikaler Temperaturgradient	[K/m]
n	Tiefenschritte	[-]

Überlagerung jährlicher und täglicher Zyklen

Da keine Messreihen der Tagesmitteltemperaturen an der Oberfläche über den Zeitraum von einem Jahr vorliegen, kann das Verfahren der Finiten Differenzen zur Bestimmung von Bodentemperaturen lediglich auf Tageszyklen angewendet werden. Der zur Beschreibung des Gesamtverlaufs der Bodentemperaturen über einen Tag nötige jährliche Verlauf der Bodentemperaturen wird über die periodische Näherungsfunktion nach Ansatz 1 (Gl. 4-24) bestimmt. Für die Überlagerung gelten wiederum die in Gl. 4-20 formulierten Gesetzmäßigkeiten.

4.5 Umrechnung von Oberflächentemperaturen in Strahlungstemperaturen

Im Folgenden erfolgt die Umrechnung der modellierten Oberflächentemperaturen in Strahlungstemperaturen, da diese von den Satellitensensoren erfasst werden. Das Planck'sche Strahlungsgesetz beschreibt die spektrale spezifische Ausstrahlung $M_{SK}(\lambda, T)$ eines Schwarzkörpers bei gegebener Wellenlänge und Temperatur. Durch Teilen der Gesamtausstrahlung durch π kann die Strahldichte $L_{SK}(\lambda, T)$, der Strahlungsfluss pro Raumwinkel (Steradian), ermittelt werden. Die Lage des Ausstrahlungsmaximums $\lambda_{\max SK}$ kann nach dem Wiens'schen Verschiebungsgesetz bestimmt werden. Für die modellierten Oberflächentemperaturen, die um das Jahresmittel von 10, 7 °C schwanken, liegt es im thermalen Infrarot bei ca. 10 μm , was etwa dem mittleren Wellenlängenbereich der Ausstrahlung der Erde entspricht. Die Umrechnung der nach dem Planck'schen Strahlungsgesetz berechneten spektralen Strahldichte eines Schwarzkörpers in die tatsächliche Ausstrahlung eines Untergrunds erfolgt über den spektralen Emissionsgrad.

Planck'sches Strahlungsgesetz:

$$M_{SK}(\lambda, T) = \frac{c_1}{\lambda^5 \cdot \left(\exp\left[\frac{c_2}{\lambda \cdot T}\right] - 1 \right)} \quad [\text{W/m}^2\text{sr}\mu\text{m}]$$

$$L_{SK}(\lambda, T) = \frac{M_{SK}(\lambda, T)}{\pi} \quad [\text{W/m}^2\mu\text{m}]$$

Wien'sches Verschiebungsgesetz:

$$\lambda_{\max SK} = \frac{2897,9}{T_0} \quad [\mu\text{m}]$$

Ausstrahlung eines Untergrundes:

$$L_{\text{Boden}}(\lambda, T) = \varepsilon_{\text{Boden}}(\lambda, T) \cdot L_{SK}(\lambda, T) \quad [\text{W/m}^2\mu\text{m}]$$

Gl. 4-31: Berechnung der tatsächlichen Ausstrahlung eines Untergrunds auf Grundlage des Planck'schen Strahlungsgesetzes.

$M_{SK}(\lambda, T)$	Spektrale spezifische Ausstrahlung eines Schwarzkörpers	$[\text{W/m}^2\mu\text{m}]$
$L_{SK}(\lambda, T)$	Spektrale Strahldichte eines Schwarzkörpers	$[\text{W/m}^2\text{sr}\mu\text{m}]$
λ	Wellenlänge	$[\mu\text{m}]$
$\lambda_{\max SK}$	Wellenlänge des Maximums der Ausstrahlung	$[\mu\text{m}]$
T	Temperatur	$[\text{K}]$
c_1	Erste Strahlungskonstante nach Planck	$[\text{Wm}^2]$
c_2	Zweite Strahlungskonstante nach Planck	$[\text{K}\mu\text{m}, \text{Km}]$
T_0	Temperatur der strahlenden Oberfläche	$[\text{K}]$
$L_{\text{Boden}}(\lambda, T)$	Spektrale Strahldichte der Ausstrahlung des Untergrunds	$[\text{W/m}^2\text{sr}\mu\text{m}]$
$\varepsilon_{\text{Boden}}(\lambda, T)$	Emissionsgrad des Bodens in Abhängigkeit von der Wellenlänge und der Temperatur	$[-]$

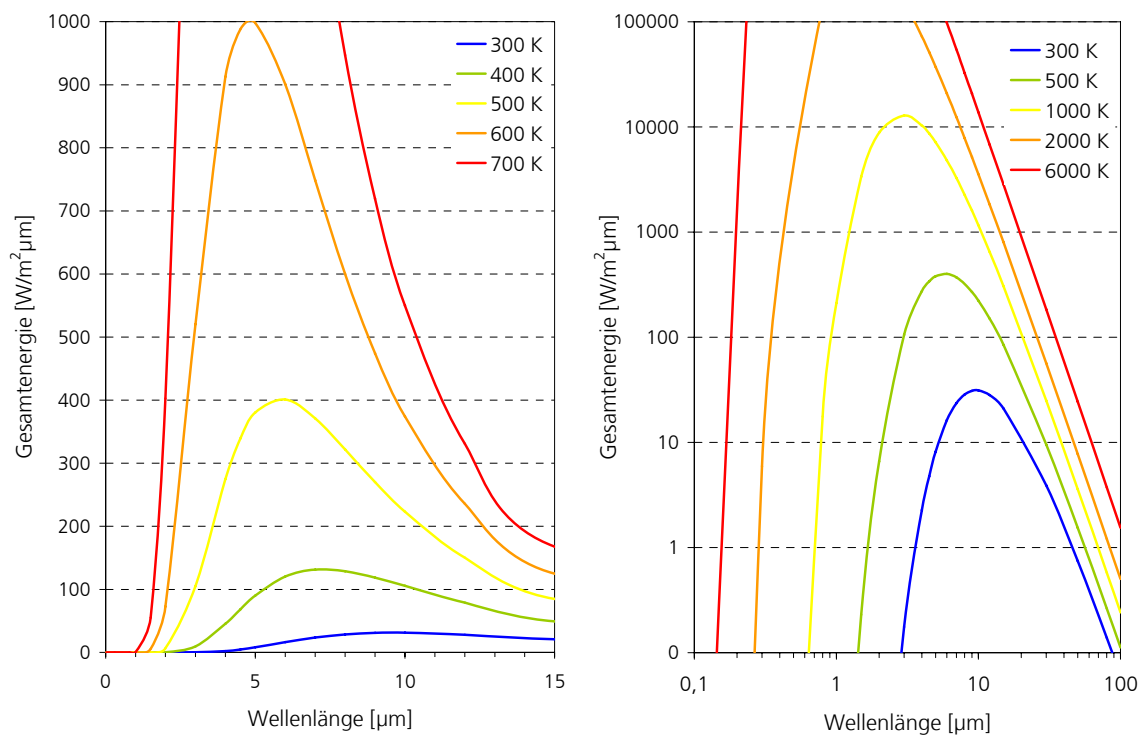


Abb. 4-8: Spektrale spezifische Ausstrahlung eines Schwarzkörpers nach dem Planck'schen Strahlungsgesetz (nach BAEHR & STEPHAN, 2006).

Bei einem Anstieg der Temperatur steigt für jede Wellenlänge auch die spektrale Ausstrahlung. Das Ausstrahlungsmaximum eines Schwarzkörpers verschiebt sich bei höheren Temperaturen hin zu kleineren Wellenlängen. Die Ausstrahlung der Sonne entspricht etwa der eines Schwarzen Körpers von knapp 6.000 K und die Erde der Ausstrahlung eines Schwarzkörpers von etwa 300 K. Links in normaler und rechts in logarithmischer Skalierung der Achsen.

Die vom Boden ausgehende Ausstrahlung $L_{\text{Boden}}(\lambda, t)$ wird auf dem Weg zum Sensor von weiteren Strahlungsanteilen überlagert. Im langwelligen Spektralbereich geht zusätzliche Strahlung zum Einen von den verschiedenen Luftschichten zwischen Boden und Sensor aus (Luftstreulicht, $L_{\text{path}}(\lambda, t)$) und zum Anderen wird von der Atmosphäre in Richtung der Bodens ausgehende Wärmestrahlung, also die atmosphärische Gegenstrahlung, am Boden reflektiert und kann zum Sensor gelangen. Alle Strahlungsanteile werden wiederum durch Streuungs- und Absorptionseffekte in der Atmosphäre verändert. Das Sensorsignal setzt sich aus allen drei Strahlungsanteilen zusammen.

$$L_S(\lambda, T) = L_{\text{path}}(\lambda, T) + \tau \cdot \epsilon_{\text{Boden}} \cdot L_{\text{Boden}}(\lambda, T) + \tau \cdot (1 - \epsilon_{\text{Boden}}) \cdot \frac{I_{\text{gegen}}}{\pi} \quad [\text{W/m}^2\text{sr}\mu\text{m}]$$

Gl. 4-32: Die an einem Sensor ankommende Strahlungsenergie unter Berücksichtigung der atmosphärischen Einflussgrößen.

$L_s(\lambda, T)$	Am Sensor ankommende Strahldichte	$[W/m^2 sr \mu m]$
$L_{path}(\lambda, T)$	Luftstreulicht (path radiance)	$[W/m^2 sr \mu m]$
$L_{Boden}(\lambda, T)$	Spektrale Strahldichte der Ausstrahlung des Untergrunds	$[W/m^2 sr \mu m]$
τ	Transmissionsfaktor zwischen Boden und Sensor	$[-]$
ϵ_{Boden}	Emissionsgrad des Bodens	$[-]$
I_{gegen}	Atmosphärische Gegenstrahlung	$[W/m^2]$

Nach TETZLAFF (2004) können das Luftstreulicht, der Transmissionsfaktor zwischen Sensor und Boden sowie der aus der Reflexion der atmosphärische Gegenstrahlung entstehende Strahlungsanteil über direkte Messungen bei Satellitenüberflügen oder über ein Modell zur Atmosphärenkorrektur bestimmt werden.

Thermalsensoren detektieren ausschließlich den in einem sensorspezifischen Wellenlängenintervall ankommenden Teil der Strahlung. Die vom Sensor erfasste Strahldichte $L_{S det}$ kann analytisch aus der sensorspezifischen Empfindlichkeit, die im einfachsten Fall durch eine Gaußkurve über den Aufnahmebereich gegeben ist, und der ankommenden spektralen Strahldichte berechnet werden. Eine gute Näherung nutzt statt der spektralen Sensorempfindlichkeit die mittlere Wellenlänge des Aufnahmebereichs des Sensors, wodurch eine numerische Berechnung möglich ist (TETZLAFF, 2004). Der Sensor rechnet die empfangene Energie in Grauwerte um, die anschließend als Pixelwerte im Satellitenbild sichtbar sind. Auf diesem Weg können modellierte Oberflächentemperaturen somit in Strahldichten und bei Kenntnis der sensorspezifischen Parameter auch in Grauwerte umgerechnet werden.

$$L_{S det} = \frac{\int \psi(\lambda) \cdot L_s(\lambda, T) d\lambda}{\int \psi(\lambda) d\lambda} \quad [W/m^2 sr \mu m]$$

$$DN = DN_{max} \cdot \frac{L_{S in} - L_{min}}{L_{max} - L_{min}} \quad [-]$$

Gl. 4-33: Berechnung der von einem Sensor aufgenommenen Strahldichte und Umrechnung in Grauwerte.

$L_{S det}$	Vom Sensor detektierte Strahldichte	$[W/m^2 sr \mu m]$
$L_s(\lambda, T)$	Am Sensor ankommende Strahldichte in Abhängigkeit von der Wellenlänge und der Zeit	$[W/m^2 sr \mu m]$
λ	Wellenlänge	$[\mu m]$
T	Temperatur	$[K]$
$\psi(\lambda, T)$	Sensorspezifische Empfindlichkeit	$[-]$
L_{min}	Strahldichte, die dem kleinsten Grauwert zugeordnet wird	$[W/m^2 sr \mu m]$
L_{max}	Strahldichte, die dem größten Grauwert zugeordnet wird	$[W/m^2 sr \mu m]$
DN	Der detektierten Strahldichte zugewiesener Grauwert	$[-]$
DN_{max}	Maximal möglicher Grauwert (je nach radiometrischer Auflösung)	$[-]$

5 Ergebnisse der Modellierungsansätze und Modell-anwendungen

Die zur Modellierung herangezogenen Parameter sind im Anhang C.1 aufgeführt. Die Modellierung wird hier beispielhaft für den 24. Mai 2008 durchgeführt, da für diesen Tag Oberflächenmesswerte vorliegen.

5.1 Ergebnisse der Strahlungsbilanz

Über den in Kap. 4.3.1 vorgestellten Ansatz können sowohl tägliche als auch jährliche Strahlungsbilanzen für beliebig orientierte Flächen berechnet werden. Für die eingehenden Temperaturen wurden im ersten Ansatz Modell- und im zweiten Ansatz Messwerte herangezogen.

Tägliche Strahlungsbilanz

Zur Modellierung der Strahlungsgrößen über einen Tag erfolgt eine stündliche Berechnung. Einen beispielhaften Tagesgang der Strahlungsbilanz und ihrer Größen für eine horizontale Fläche zeigt Abb. 5-1. Das links dargestellte Ergebnis wurde entsprechend des theoretischen Modellierungsansatzes unter Einbeziehung von Luft- und Oberflächentemperaturen, die über eine Näherungsfunktion bestimmt wurden, berechnet, während zur Berechnung der rechts dargestellten Strahlungsbilanz real gemessene Oberflächentemperaturen und die Lufttemperaturen einer benachbarten Klimastation verwendet wurden (s. Anhang C.1). An diesem Beispiel wird der Unterschied der beiden Modellierungsansätze deutlich.

Alle kurzwelligen Strahlungsgrößen sind direkt an die solare Einstrahlung gebunden und deshalb auf die Zeit zwischen Sonnenauf- und -untergang beschränkt, während die langwelligen Wärmestrahlungen von Erdoberfläche und Atmosphäre auch nachts auftreten. An einem, zur

Berechnung angenommen, wolkenlosen Tag ist die direkte Strahlung die größte Einzelkomponente. Sie zeigt ein deutliches Maximum am Sonnenhöchststand (da statt der wahren Ortszeit die gängige Zonenzeit aufgetragen ist, liegt dieser hier nicht genau bei 12 Uhr). Die diffuse Strahlung verläuft über den Tag gleichmäßiger. Die Kurve der Reflexionsstrahlung ist invers proportional zur Summenkurve aus direkter und diffuser Strahlung. Eine Umgebungsstrahlung tritt bei horizontalen Flächen nicht auf. Der Tagesgang der atmosphärischen Gegenstrahlung ist nur leicht sichtbar. Er orientiert sich an den in die eingerechneten Lufttemperaturen. Auch in der langwelligen Ausstrahlung ist die Varianz der eingehenden modellierten oder gemessenen Oberflächentemperaturen noch deutlich sichtbar.

Beide Strahlungsbilanzen zeigen einen für einen Tag im Mai typischen Verlauf (vgl. HÄCKEL, 1999). Die Gesamtbilanz über den Tag ist in beiden Fällen positiv; der Oberfläche wird also durch Strahlung mehr Energie zugeführt, als sie verliert. Der große Unterschied der beiden Tages-Gesamtbilanzen von über 5 MW/m^2 zeigt den hohen Einfluss der eingehenden

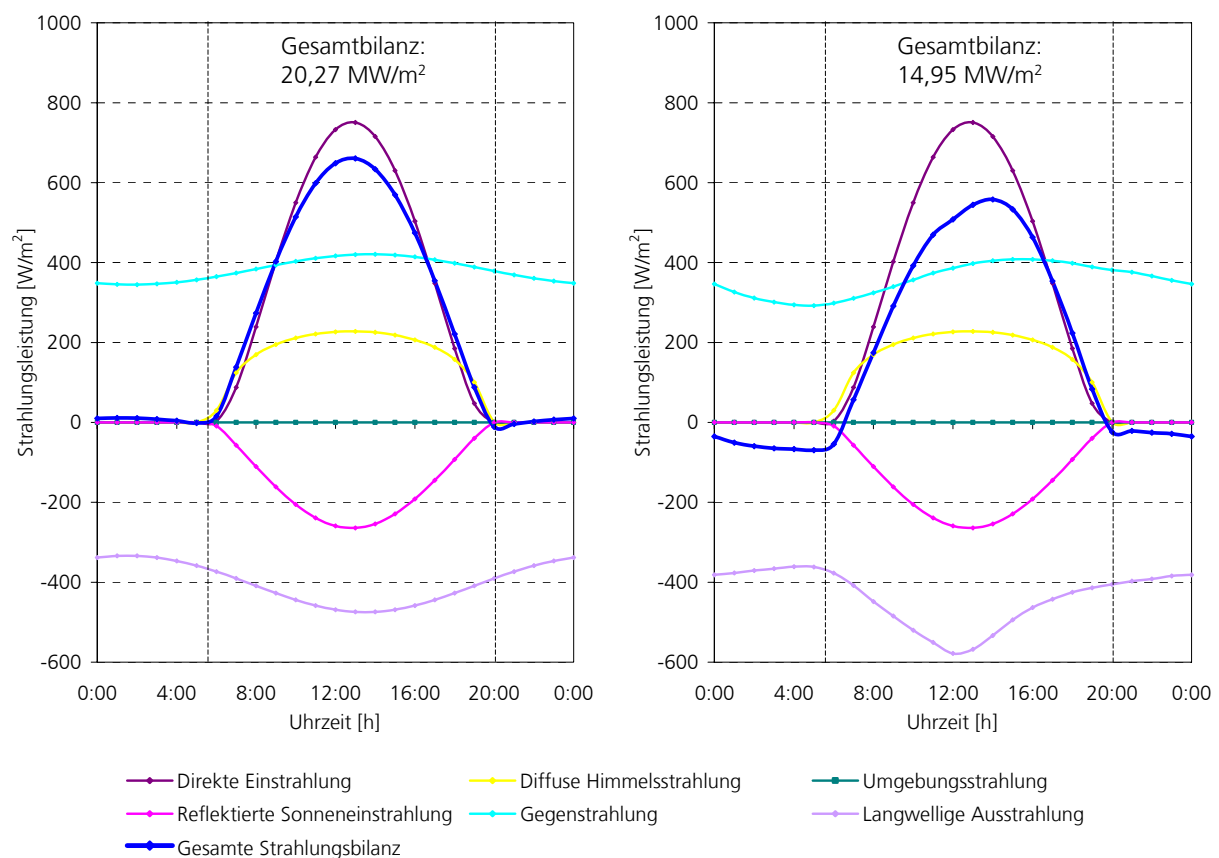


Abb. 5-1: Beispielhafter Tagesgang einer Strahlungsbilanz und ihrer Größen berechnet für eine horizontale Fläche (Wuda, VR China, 24. Mai 2008). Die linke Strahlungsbilanz wurde ausschließlich mit Modellwerten berechnet, während rechts bekannte Oberflächen- und Lufttemperaturen einbezogen wurden. Die vertikalen Hilfslinien markieren die Zeiten von Sonnenauf- bzw. -untergang für eine horizontale Fläche.

Temperaturen auf das Ergebnis. Die Strahlungsbilanz ist bei der Berechnung mit Modellwerten fast durchgängig positiv und nimmt ausschließlich kurz vor Sonnenauf- und kurz nach Sonnenuntergang negative Werte an. Unter Einbeziehung der bekannten Temperaturen ist die Strahlungsbilanz nachts durchgehend negativ und nimmt kurz vor Sonnenaufgang ihren geringsten Wert an, da bis dahin am meisten Energie durch Ausstrahlung verloren gegangen ist. Die Einbeziehung realer Messreihen passt die Modellierung besser an die lokalen Gegebenheiten an und führt dadurch zu einer höheren Genauigkeit der Modellergebnisse. Somit ist davon auszugehen, dass die unter Einbeziehung bekannter Messreihen berechnete Strahlungsbilanz ihrem realen Verlauf sehr nahe kommt. Vergleiche von im Folgenden berechneten Strahlungsbilanzen beziehen sich somit immer auf dieses Ergebnis.

Für geneigte Flächen ändern sich vor allem die kurzwelligen Strahlungsgrößen erheblich. In Abb. 5-2 wurde die Strahlungsbilanz für eine um 20° nach Süden bzw. Osten geneigte Fläche aufgestellt.

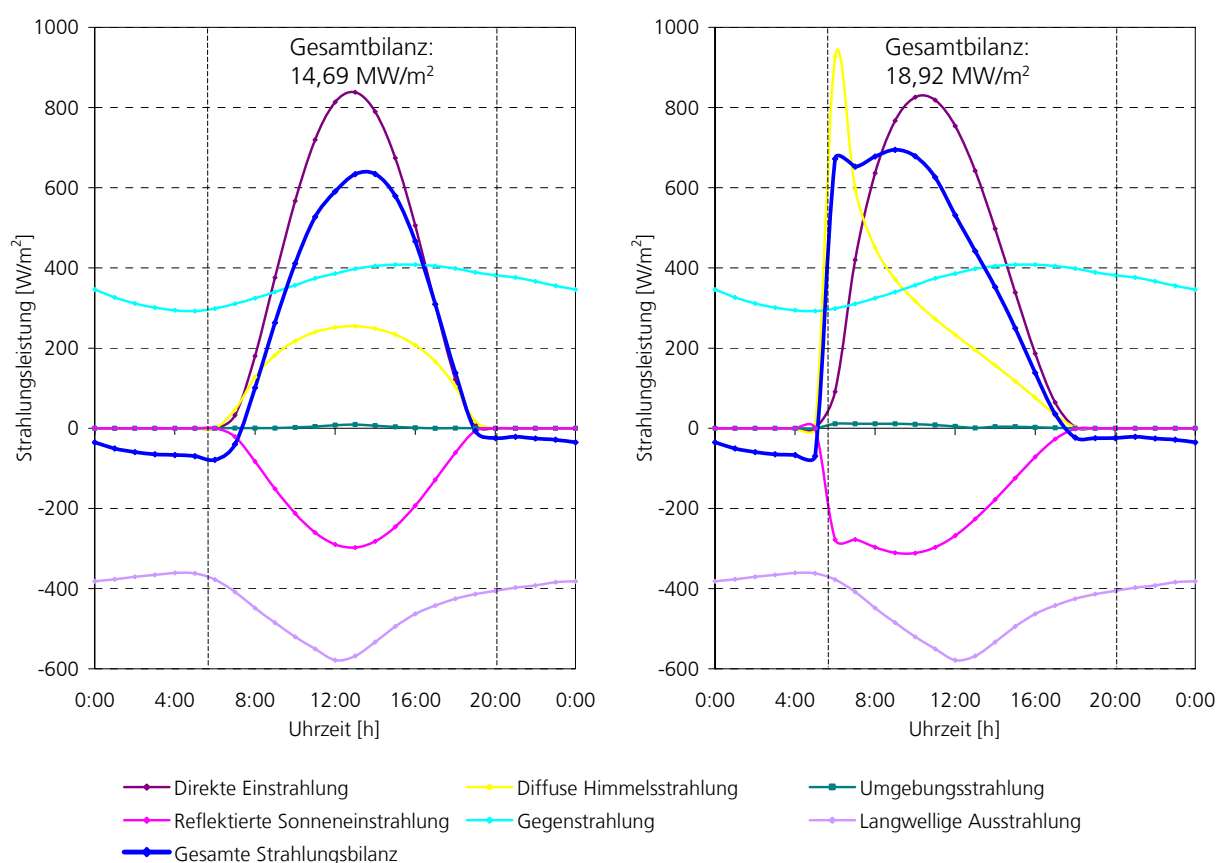


Abb. 5-2: Beispielhafter Tagesgang der Strahlungsbilanzgrößen für geneigte Flächen (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).

Links eine 20° nach Süden und rechts eine um den gleichen Betrag nach Osten geneigte Fläche. Die vertikalen Linien geben wiederum die Zeiten von Sonnenauf- und -untergang auf eine horizontale Fläche an gleicher Position an.

Auf der nach Osten geneigten Fläche geht die Sonne früher auf und sie erhält morgens mehr Strahlungsenergie. Umgebungsstrahlung, die durch die Reflexion von Strahlung an benachbarten horizontalen Flächen entsteht, leistet nur einen geringen Beitrag zur Gesamtbilanz. Die langwelligen Strahlungsgrößen ändern sich nicht, da die Temperaturen konstant geblieben sind.

In der linken Abbildung treffen die Strahlen auf die um 20° nach Süden geneigte Fläche um die Mittagszeit steiler auf, wodurch die Strahlungsenergiezufuhr dann größer ist als auf eine horizontale Fläche. Da die Sonne auf dieser Fläche jedoch später auf und früher untergeht, erhält die Fläche über den Tag gesehen mit $14,69 \text{ W/m}^2$ etwas weniger Strahlungsenergie als die horizontale Fläche ($14,95 \text{ W/m}^2$). Auf einer um 20° nach Osten geneigten Fläche geht die Sonne früher auf und sie erhält vor allem in den Morgenstunden, wenn die Strahlen steil auftreffen eine hohe Zufuhr von Strahlungsenergie. Den Modellergebnissen zufolge ist dann vor allem der diffuse Strahlungsanteil hoch, was an dem langen Weg der Sonnenstrahlen durch die Atmosphäre liegen kann. Dies wirkt sich auch auf die Gesamtstrahlungsbilanz über den Tag aus, die dann größer ist, als auf eine horizontale Fläche an gleicher Position. Dies ist in künftigen Feldmessungen zu verifizieren.

Vergleich der jährlichen Strahlungsbilanz von verschiedenen Breitenlagen

Über das Modell kann der Jahresgang der täglichen Gesamtstrahlungsbilanzen verschiedener Breitenlagen bestimmt werden. Hier wird jeweils am 15. jedes Monats eine Strahlungsbilanz für eine horizontale Fläche und die Lokalität Wuda, VR China (ca. 40° geographische Breite), sowie für eine Lokalität am Nordpol (90°) und eine am Äquator (0°), bestimmt (Abb. 5-3). Die wesentlichen Modellierungsparameter (v.a. die Emissivität und die Albedo der Oberflächen) wurden an die Standorte angepasst. Die zur Modellierung herangezogenen Parameter zur Charakterisierung der Standorte sind im Anhang C.1 aufgeführt.

Die Berechnung für die unterschiedlichen Standorte wird hier exemplarisch durchgeführt. Da das Modell für den Standort Wuda erstellt wurde und bestmöglich an die lokalen Gegebenheiten angepasst ist, ist eine Übertragung auf weit davon abweichende Lokalitäten strenggenommen nicht zulässig. Bei Betrachtung der Strahlungsbilanz macht sich dieser Einfluss im Wesentlichen an den in die Berechnungen einbezogenen Luft- und Oberflächentemperaturen bemerkbar, die für alle drei Standorte über die Näherungsfunktion für periodische Zyklen bestimmt wurde (s. Anhang A.1). Zum Erreichen höherer Genauigkeiten dieser Berechnung müsste diese

Näherungsfunktion an die Standorte angepasst werden, da sich v.a. bei Betrachtung des jährlichen Temperaturverlaufs im polaren Klima Abweichungen davon ergeben. Aus ihrem Einfluss auf die berechneten Strahlungsbilanzen entsteht beispielsweise die Unsymmetrie der Jahresverläufe des äquatorialen und des polaren Standorts. Die Übertragung der zur Modellierung verwendeten Strahlungsgesetze, etc. ist dagegen unproblematisch.

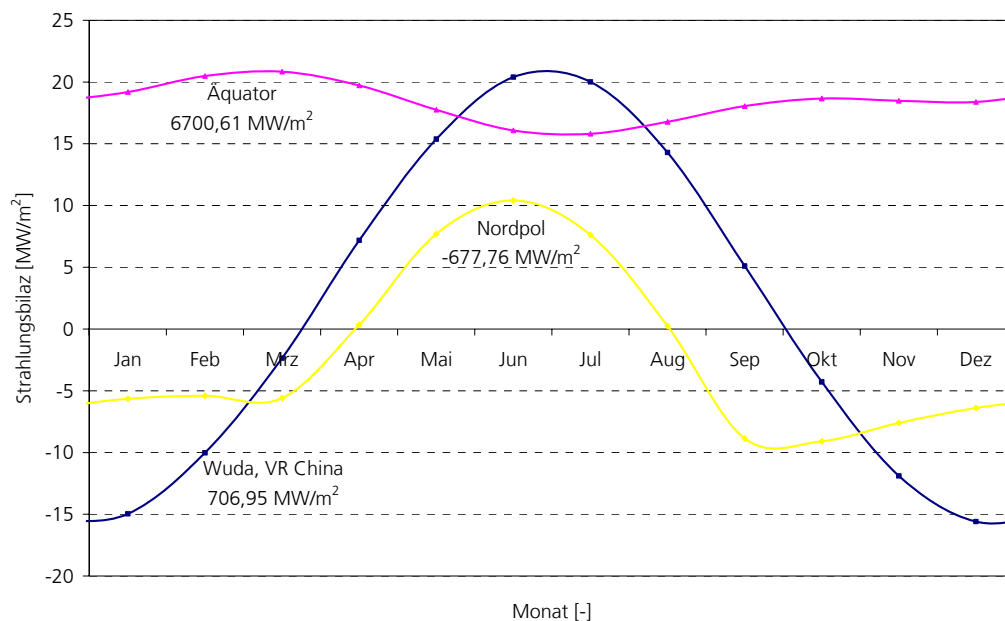


Abb. 5-3: Verlauf der täglichen Gesamtstrahlungsbilanzen über das Jahr für Wuda, VR China, sowie für eine Lokalität am Äquator und eine am Nordpol.

Eine positive tägliche Strahlungsbilanz zeigt, dass an diesem Tag mehr Energie durch Einstrahlung zugeführt wird, als durch Ausstrahlung abgeführt wird. Die zugeführte Energie wird im Boden gespeichert und/oder konvektiv über bodennahe Luft in die Atmosphäre abgeführt. Ist die Strahlungsbilanz dagegen negativ, wird durch langwellige Ausstrahlung mehr Energie abgeführt, als durch Einstrahlung zugeführt wird. Aus den Kurvenverläufen kann eine Gesamtbilanz über das Jahr aufgestellt werden, die für jeden Standort angegeben ist. Der Ausgleich der Gesamtbilanz über das Jahr erfolgt über konvektiven Energietransport in die bzw. aus der Atmosphäre.

Die täglichen Gesamtstrahlungsbilanzen für Wuda zeigen einen sehr ausgeprägten Jahresgang, da das Arbeitsgebiet im kontinentalen Klima liegt und damit sehr große sowohl tägliche als auch jährliche Temperaturschwankungen aufweist. In den Sommermonaten von Mitte März bis Oktober sind die täglichen Bilanzen positiv. Die Gesamtstrahlungsbilanz über das Jahr liegt bei 706 MW/m².

An den Polen treten die geringsten Jahresmengen an Strahlungsenergie auf und fast die gesamte Einstrahlung ist auf die Sommermonate konzentriert (SCHULTZ, 2002). Dann scheint die Sonne den ganzen Tag (Polartag) und die Strahlungsbilanzen sind ganztägig positiv (Abb. 5-4). Das Maximum der Einstrahlung wird am 21. Juni (Sommersonnenwende) erreicht, wenn die

Sonne dort am höchsten steht. Im Gegensatz dazu erfolgt während der Polarnacht von Mitte März bis Mitte September über ein halbes Jahr lang überhaupt keine Zustrahlung durch die Sonne. Zu dieser Zeit sind ausschließlich die langwelligen Strahlungsgrößen wirksam. Als jährliche Gesamtbilanz wurden $-677,76 \text{ MW/m}^2$ berechnet.

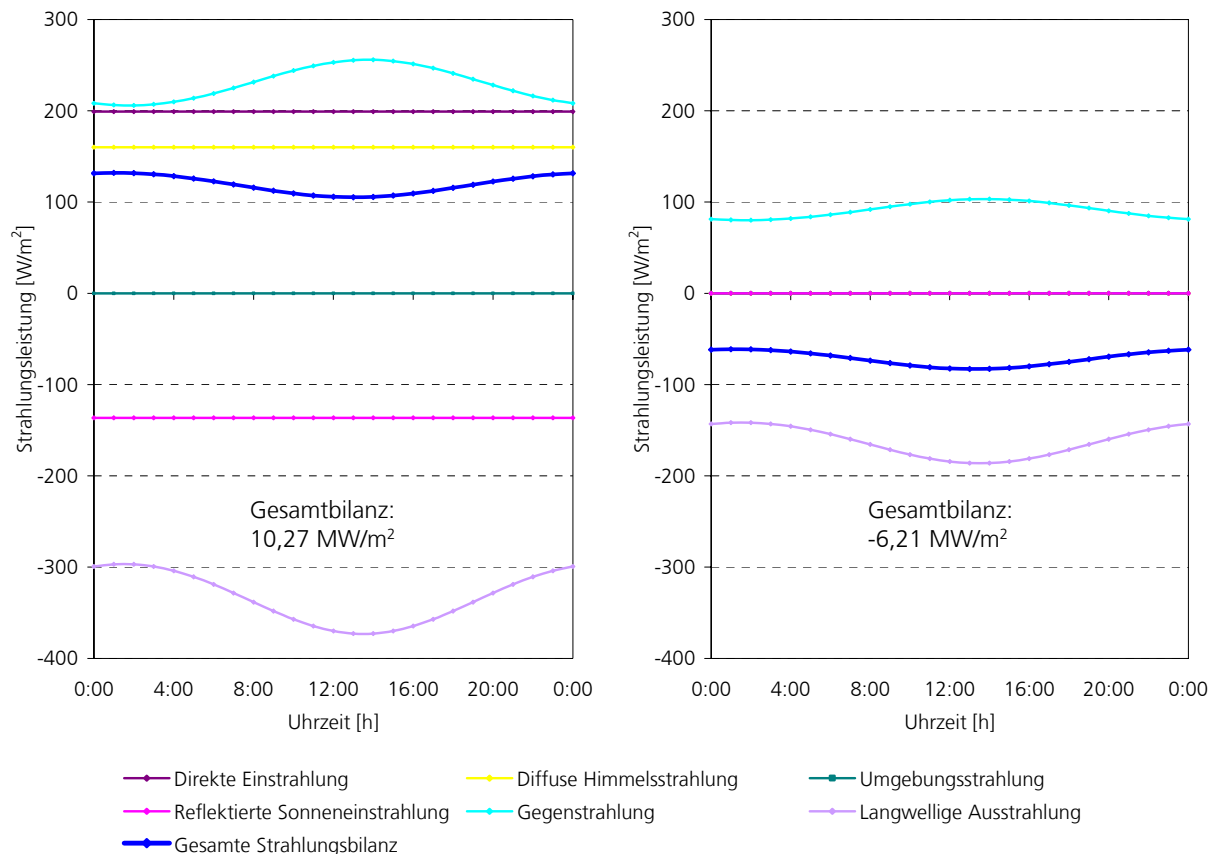


Abb. 5-4: Tägliche Strahlungsbilanzen für eine Lokalität am Nordpol.

Die Strahlungsbilanz links wurde für den 21.6., den Tag der Sommersonnenwende, berechnet, an dem dort die höchste Einstrahlung zu erwarten ist (Gesamtbilanz $10,27 \text{ MW/m}^2$). Da die Sonne den ganzen Tag über scheint, verlaufen die Strahlungsgrößen mit geringen Intensitäten über den gesamten Tag fast konstant. Rechts ist die Strahlungsbilanz für den 21.12. dargestellt (Mitte der Polarnacht). Hier tragen ausschließlich die langwelligen Strahlungsgrößen zur Bilanz bei. Die Tagesbilanz liegt bei $-6,21 \text{ MW/m}^2$.

Im Gegensatz dazu bilden die äquatorialen Gebiete eine Zone ganzjährig hoher Temperaturen ohne auffällige Jahres- und Tageszeiten. Die täglichen Strahlungsbilanzen sind ganzjährig positiv. Der zweigipflige Kurvenverlauf entsteht durch den Jahresgang der Sonne. Im Verlauf eines Jahres überquert sie Mitte März und Mitte September den Himmeläquator und steht dann senkrecht über dem Äquator, was die Strahlungszufuhr dort stark erhöht. Es ist zu beachten, dass die in den Tropen hohe Verdunstung durchweg hohe Bewölkungsgrade bewirkt, wodurch der Anteil der diffusen Einstrahlung enorm ansteigt. Dieser Sachverhalt wird bei der Modellierung jedoch nicht berücksichtigt.

Gesamtbewertung

Die einzelnen Strahlungsgrößen und die Strahlungsbilanz können über den gewählten mathematischen Ansatz für beliebige Zeitpunkte und Zeiträume berechnet werden. Die Einbeziehung gemessener Parameter wie Temperaturen verbessert die Genauigkeit der Ergebnisse (s. Abb. 5-1). Zur Validierung der berechneten Strahlungsbilanzen, insbesondere jenen bei einer Betrachtung geneigter Flächen, wären direkte Messungen der Strahlungsgrößen erforderlich. Solche liegen im Projekt derzeit nicht vor, sind aber im Rahmen zukünftiger Untersuchungen geplant.

Ableitung von Oberflächentemperaturen aus der Strahlungsbilanz

Die aus der Strahlungsbilanz über die aufgestellte empirische Funktion errechneten Oberflächentemperaturen zeigen eine ausreichend gute Anpassung an die gemessenen Oberflächentemperaturen (s. Anhang C.2). Die Abweichung liegt im Rahmen der Genauigkeit der Temperaturmessungen. Die Funktion ist daher geeignet, den Zusammenhang zwischen der Strahlungsbilanz und Oberflächentemperaturen hinreichend genau zu beschreiben.

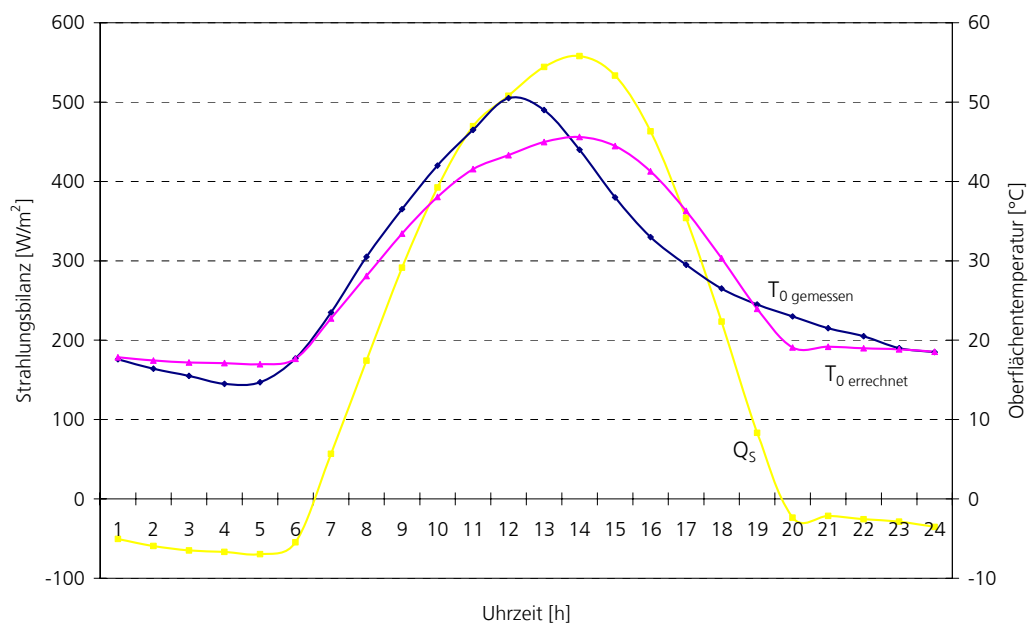


Abb. 5-5: Über die ermittelte empirische Funktion aus der Strahlungsbilanz abgeleitete Oberflächentemperaturen (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).

Die gelbe Kurve zeigt die für diesen Tag modellierte Strahlungsbilanz und bezieht sich auf die linke Skala. Die beiden anderen Kurven zeigen die gemessenen (blau) und die aus der Strahlungsbilanz errechneten Oberflächentemperaturen (pink).

Die Funktion wurde hier exemplarisch aus dem Zusammenhang der Strahlungsbilanz mit gemessenen Oberflächentemperaturen von nur einem Tag aufgestellt. Um die Genauigkeit einer solchen empirischen Ableitung zu verbessern, wären längere Zeitreihen von Oberflächentemperaturen und gegebenenfalls zeitgleichen Strahlungsmessungen wünschenswert. Derartige Messreihen sind für künftige Projektarbeiten geplant.

5.2 Ergebnisse der Wärmeausbreitung im Untergrund: Bodentemperaturen und Bodenwärmestrom

Zur Modellierung des Wärmetransports wurden drei Ansätze vorgestellt, von denen zwei einen analytischen und einer einen numerischen Rechenweg verwenden. Der erste Ansatz geht ausschließlich von Modellwerten aus, während die letzten beiden die Einbeziehung gemessener Oberflächentemperaturen erlauben. Für alle Berechnungen werden die aus den Thermalbildern extrahierten Oberflächentemperaturen herangezogen, sodass eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse gewährleistet ist.

Die Ergebnisse der Modellierungen werden hier für jede zweite Stunde in Temperatur- und Wärmestromprofilen dargestellt. Um die großen Temperaturänderungen nahe der Oberfläche zu erfassen, wurden die Berechnungsschritte dort kleiner gewählt. Bei Darstellungen zum Verlauf des Bodenwärmestroms ist zu beachten, dass ein negativer Bodenwärmestrom nach der Definition in Kap. 2 einen Wärmefluss von der Oberfläche in Boden beschreibt, der dem Boden also Energie zuführt und die Bodentemperatur entsprechend erhöht.

Modellierung nach Ansatz 1

Ansatz 1 ist eine analytische Lösung der Wärmeleitungsgleichung nach ARYA (2001), HILLEL (2004), etc. Da sie auf der Annahme einer periodisch veränderlichen Oberflächentemperatur beruht, kann sie als Näherungsfunktion angesehen werden. Die Eingabeparameter wurden aus den gemessenen Oberflächentemperaturen ermittelt.

Bodentemperaturen

Abb. 5-6 a zeigt die nach diesem Ansatz berechnete tägliche Varianz um das Tagesmittel der Oberflächentemperaturen. Die Dreiecksform des Gesamtbildes ergibt sich aus der mit zunehmender Tiefe verstärkten Dämpfung. Die Eindringtiefe, in der die Amplitude auf 1 % ihres Oberflächenwertes abgenommen hat, kann für die angenommenen Bodenparameter direkt aus den Formeln berechnet werden, und beträgt für den täglichen Zyklus ca. 83 cm und den jährlichen Zyklus etwa 15,5 m.

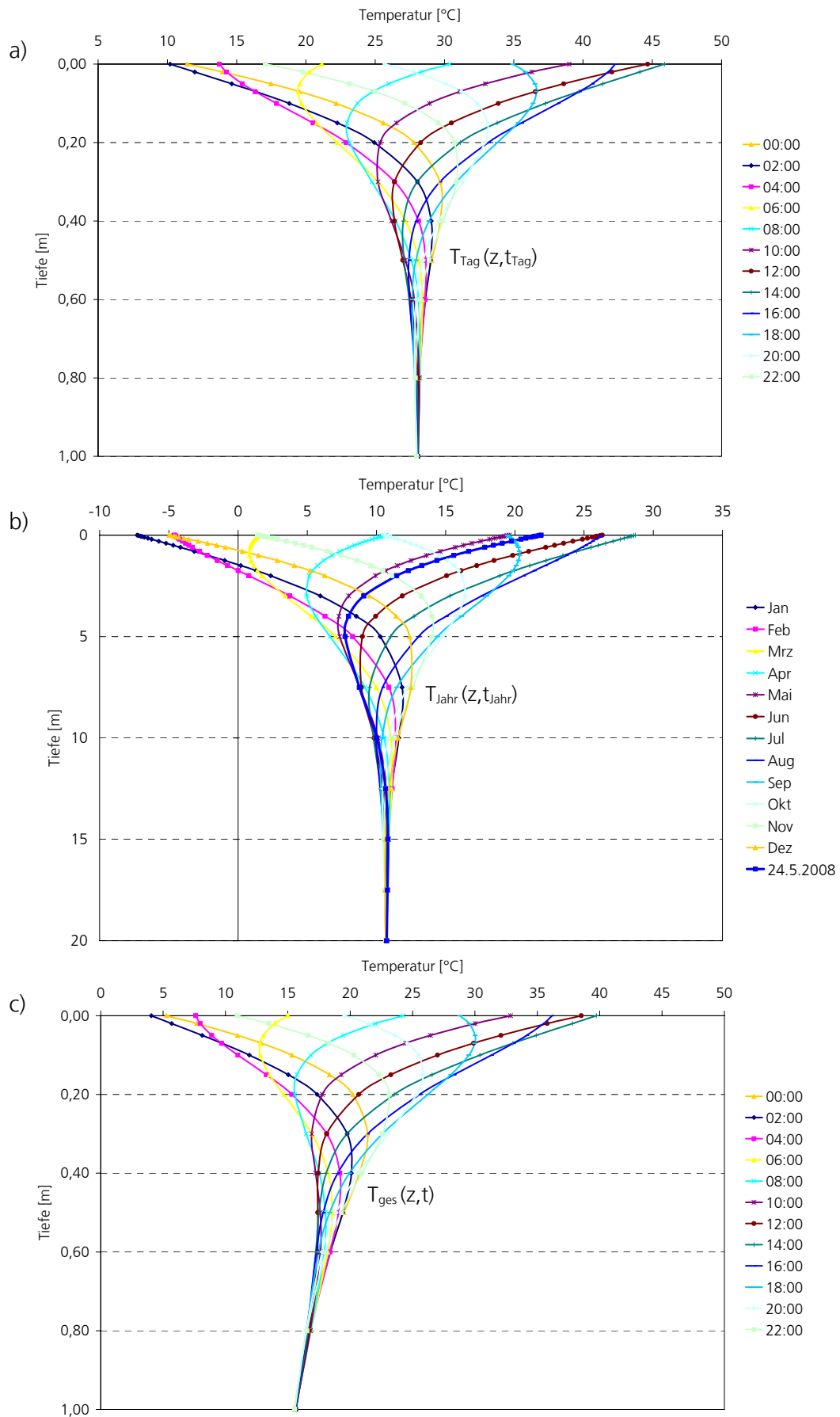


Abb. 5-6: Berechnung von Bodentemperaturen nach Ansatz 1 unter der Annahme einer periodisch veränderlichen Temperatur als Randbedingung (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).
a) tägliche, b) jährliche und c) Gesamtvarianz der Bodentemperaturen.

Die Phasenverschiebung der Temperaturkurven, die durch das zeitverzögerte Eindringen der Temperaturwelle entsteht, wird beispielsweise an der 18-Uhr-Kurve sichtbar: Die Oberfläche kühlt sich durch die zurückgehende Einstrahlung bereits wieder ab, während in einer Tiefe um 15 cm die am Strahlungsmaximum um die Mittagszeit zugeführte Energie die Bodentemperatur erhöht. In Bild b wurde die jährliche Temperaturvarianz aufgetragen. Die Kurven zeigen den Verlauf der Tagesmitteltemperaturen jeweils zur Mitte eines Monats. Insgesamt schwanken sie um das Jahresmittel von 10,7 °C. Die dunkelblaue Kurve zeigt die mittlere Tagestemperatur am 24. Mai 2008, den Tag für den die Berechnung durchgeführt wird. Die Überlagerung von jährlicher und täglicher Varianz (c) erfolgt durch das Ersetzen der in a angenommenen konstanten Tagesmitteltemperatur durch die aus dem jährlichen Verlauf bestimmte Tagesmittelkurve. Eine Messung der Bodentemperaturen über einen Tag könnten genau diese Ergebnisse liefern.

Bodenwärmestrom

Abb. 5-7 zeigt die nach Ansatz 1 berechnete Varianz des Bodenwärmestroms im Tages- und Jahresverlauf. In Bild a ist die tägliche Varianz dargestellt. Der Energiebetrag, um den der Bodenwärmestrom innerhalb eines Tiefschritts abnimmt, wird in eine Temperaturerhöhung umgesetzt. Darstellungen der Verläufe der Bodentemperaturen und des Bodenwärmestroms haben somit grundsätzlich eine ähnliche Form (vgl. Abb. 5-6 und Abb. 5-7). Da der Boden eine gewisse Reaktionszeit auf die Wärmezufuhr benötigt, sind die Bodentemperaturen in ihrer Phase versetzt zum Bodenwärmestrom. Aus den Berechnungsformeln kann eine Phasenverschiebung von $1/8$ der Periodendauer abgelesen werden, was im Tagesverlauf ca. drei Stunden und im Jahresverlauf etwa eineinhalb Monate sind. Entsprechend wird das Maximum des Bodenwärmestroms an der Oberfläche etwa um 11 Uhr erreicht, während das Maximum der Oberflächentemperatur in Abb. 5-6 a erst um 14 Uhr auftritt. Messungen des Wärmestroms im Boden über einen Tag würden zu Abb. 5-7 a vergleichbare Ergebnisse liefern. Wie in Kap. 2.3 erläutert, kann das Tagesmittel dabei nicht erfasst werden, da ausschließlich Änderungen eines Wärmestroms detektiert werden. Aus diesem Grund schwankt die tägliche Varianz um Null und die Summe des Bodenwärmestroms über den Tag beträgt 0 W/m². Bild b zeigt die jährliche Varianz des Bodenwärmestroms in Form von Tagesmittelkurven. Sie schwankt ebenfalls um den Nullwert, der stellvertretend für einen mittleren Wärmegehalt des Bodens steht. Auch die Jahresvarianz ist ausgeglichen, was besagt, dass sich die mittlere Temperatur eines Bodens langfristig nicht ändert. Die dunkelblaue Kurve zeigt wiederum das Tagesmittel für den 24. Mai.

Bild c entsteht aus der Überlagerung beider Zyklen, wodurch die Kurven einen sehr starken Abfall zeigen. Eine vergleichbare Darstellung könnte ausschließlich aus hochauflösenden Langzeitmessungen über den Zeitraum von mindestens einem Jahr bestimmt werden. Da solche derzeit nicht vorliegen und man zur weiteren Berechnung (beispielsweise zur Aufstellung einer Energiebilanz über einen Tag) ausschließlich an der täglichen Varianz interessiert ist, wird das Ergebnis der Überlagerung hier für Ansatz 1 exemplarisch gezeigt. Darstellungen des Bodenwärmestroms beschränken sich für die weiteren Ansätze auf die tägliche Varianz.

Bewertung

Dieser Ansatz, der von einer periodisch verlaufenden Oberflächentemperatur als Randbedingung ausgeht, erlaubt eine einfache Annäherung von Bodentemperaturen. Über die analytische Darstellung ist eine durchgängige Berechnung von Bodentemperaturen und Bodenwärmeströmen sowie den Amplituden und Phasenverschiebungen der Schwankungen möglich. Die vereinfachende Beschreibung von Oberflächentemperaturen durch eine periodische Schwingung ist in erster Näherung plausibel. Erst wenn höhere Genauigkeiten gefordert sind, ergeben sich Abweichungen davon. Die Methode kommt mit nur wenigen Eingabewerten aus, die realitätsnah abgeschätzt oder aus vorhandenen Messreihen ermittelt werden können. Die direkte Einbeziehung gemessener oder beispielsweise aus der Strahlungsbilanz errechneter Oberflächentemperaturen ist nicht möglich, weshalb dieser Ansatz lediglich als Näherung angesehen werden kann.

Liegen nur wenige Informationen über ein Gebiet und keine direkten Messwerte vor, ermöglicht dieser Ansatz eine erste einfache Abschätzung der Bodentemperaturen und des Bodenwärmestroms, die mit nur wenigen Eingabewerten auskommt. Damit ist es möglich, Bodentemperaturen beispielsweise im Vorfeld umfangreicher Messreihen realitätsnah abzuschätzen. Die Genauigkeit der Modellierungen ist durch die idealisierte Beschreibung eingeschränkt, da die Oberflächentemperaturen in der Realität über den Tag nicht exakt sinusförmig verlaufen sondern direkt von der Strahlungsbilanz und dem aktuellen Wettergeschehen abhängen.

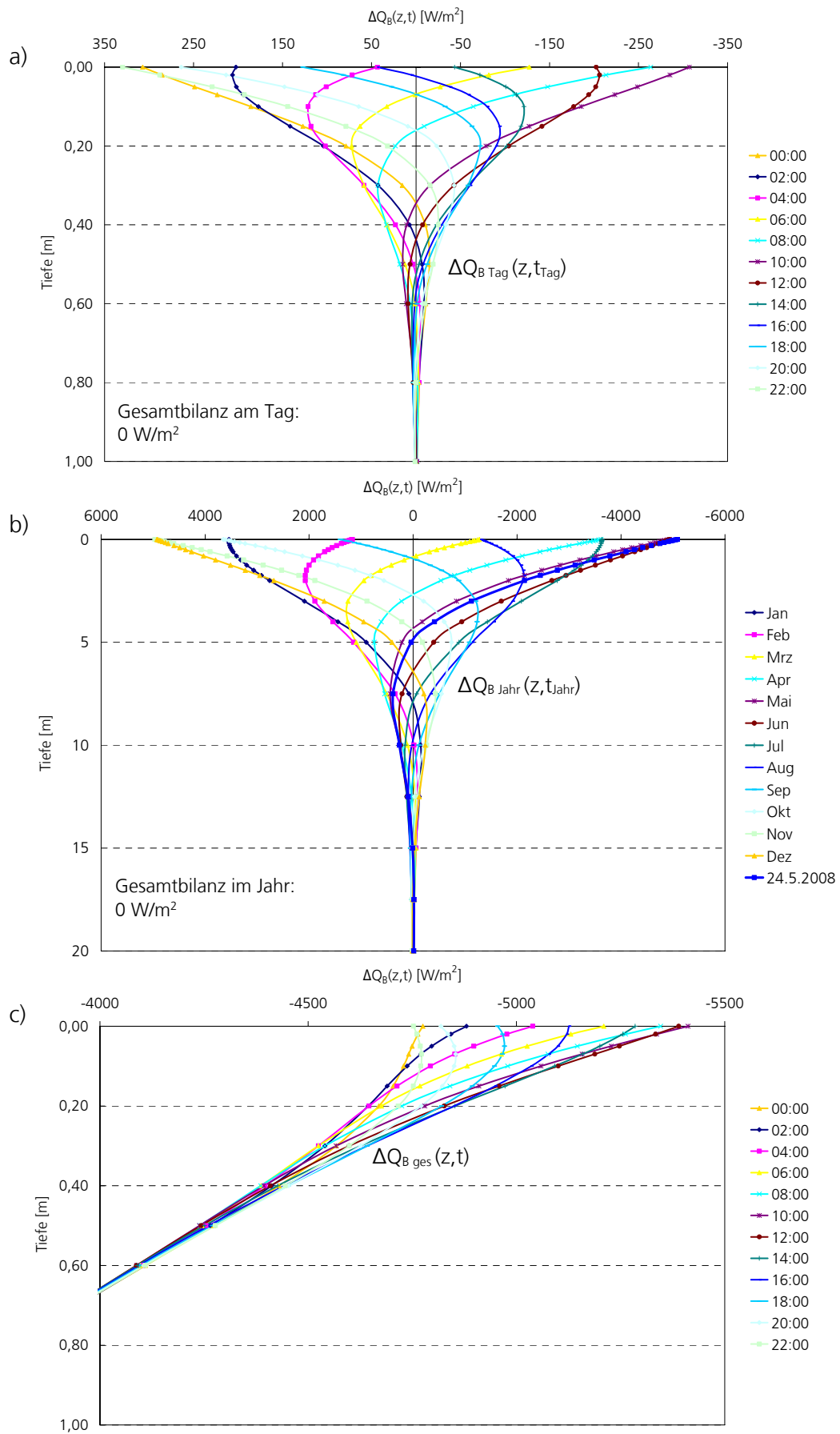


Abb. 5-7: Varianz des Bodenwärmestroms nach Ansatz 1 unter der Annahme einer periodisch veränderlichen Temperatur als Randbedingung (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).
a) tägliche, b) jährliche und c) Gesamtvarianz des Bodenwärmestroms.

Modellierung nach Ansatz 2

Dieser Ansatz ist eine Erweiterung des ersten Ansatzes. Zur Beschreibung des Wärmetransports im Boden verwendet er die gleichen Annahmen für Dämpfung und Phasenverschiebung, erlaubt aber die Einbeziehung gemessener Oberflächentemperaturen. Ihr Tagesverlauf ist nicht exakt zu einer Tagesmitteltemperatur symmetrisch (s. Anhang C.2), weshalb auch die daraus errechneten täglichen Schwankungen der Temperaturen und des Wärmestroms im Boden nicht mehr symmetrisch zum Tagesmittel verlaufen.

Bodentemperaturen

Abb. 5-8 a zeigt die tägliche Varianz der Bodentemperaturen, die, ausgehend von den gemessenen Oberflächentemperaturen, berechnet wurden. Sie findet weiterhin um das aus den Oberflächenmesswerten berechnete Tagesmittel statt. Die Gesetzmäßigkeiten der Dämpfung und Phasenverschiebung sowie die errechneten Eindringtiefen der täglichen und jährlichen Schwankungen entsprechen Ansatz 1. Der Gesamtverlauf der Bodentemperaturen an dem gegebenen Tag (b) entsteht durch Ersetzen des konstanten Tagesmittels durch den nach Ansatz 1 aus dem Jahresverlauf ermittelten Temperaturverlauf. Da errechnetes und aus den Messwerten bestimmtes Tagesmittel, wie hier, oft nicht identisch sind, verschieben sich die Oberflächentemperaturen bei der Überlagerung und entsprechen dann nicht mehr den gemessenen Temperaturen.

Bodenwärmestrom

Den über Ansatz 2 in Abhängigkeit von gemessenen Oberflächentemperaturen bestimmten täglichen Verlauf des Bodenwärmestroms zeigt Abb. 5-9. Wie am Beispiel von Ansatz 1 gezeigt, ist die Überlagerung von täglicher und jährlicher Varianz des Bodenwärmestroms nur im Hinblick auf Langzeituntersuchungen interessant, weshalb hier ausschließlich seine tägliche Varianz gezeigt wird. Der Einfluss der einbezogenen, ungleichmäßig verlaufenden Oberflächentemperaturen wirkt sich in einer Asymmetrie des Tagesverlaufs aus. Die Summe des Bodenwärmestroms über den Tag beträgt weiterhin 0 W/m^2 .

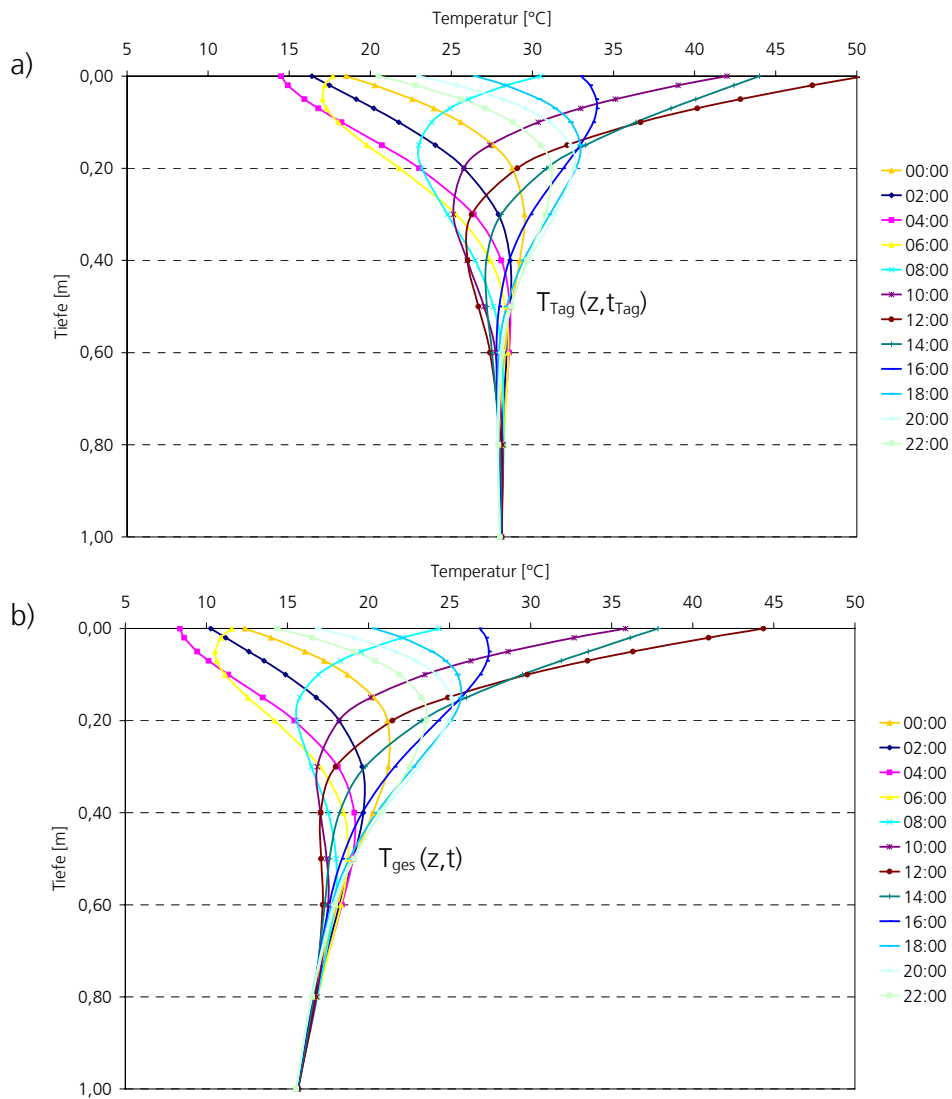


Abb. 5-8: Berechnung des Temperaturverlaufs im Boden nach Ansatz 2: Modifizierung von Ansatz 1 unter Einbeziehung diskreter Oberflächentemperaturen (Wuda, VR China, 24. Mai 2005). a) tägliche Varianz und b) Gesamtvarianz der Bodentemperaturen.

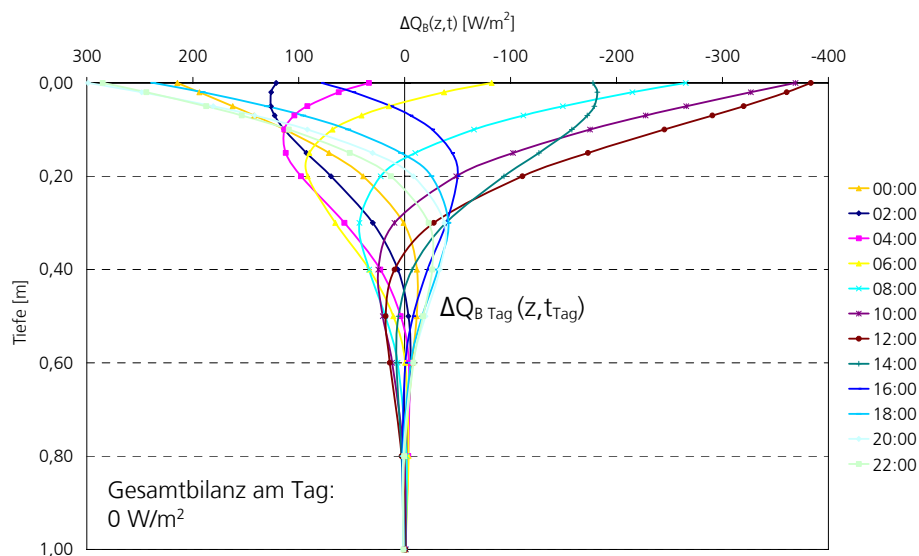


Abb. 5-9: Modellierung der täglichen Varianz des Bodenwärmestroms nach Ansatz 2: Modifizierung von Ansatz 1 unter Einbeziehung diskreter Oberflächentemperaturen (Wuda, VR China, 24. Mai 2005).

Bewertung

Die Modifikation des Näherungsverfahrens ermöglicht die Einbeziehung von Oberflächentemperaturen und erzielt dadurch eine wesentlich bessere Anpassung an die Realität vor Ort als die im Ansatz 1 vorgestellte Näherung der Bodentemperaturen durch eine harmonische Schwingung. Zur Modellierung sind weiterhin nur wenige Eingabewerte nötig. Die meisten der eingehenden Parameter können aus den einbezogenen Oberflächentemperaturen abgeleitet werden, die direkt gemessen oder aus der Strahlungsbilanz errechnet sein können. Es gelten weiter die im Ansatz 1 getroffenen Annahmen einer exponentiellen Dämpfung sowie der entsprechenden Phasenverschiebung.

Der Ansatz ist ein geeignetes und schnelles Verfahren, um aus an oder nahe der Erdoberfläche gemessenen Temperaturen den Tiefenverlauf der Bodentemperatur und des Bodenwärmestroms abzuschätzen. Durch die Einbeziehung der Messwerte steigt die Anpassung an lokale Gegebenheiten und mit ihr die zu erwartende Genauigkeit der Ergebnisse. Problematisch kann die Verknüpfung der täglichen mit der jährlichen Varianz sein, da sich bei der Überlagerung die Oberflächentemperaturen verschieben und dann nicht mehr den Messwerten entsprechen. Ein Ausgleich dieses Effekts durch eine Korrektur der aus dem Jahresverlauf ermittelten Tagesmitteltemperatur gegebenenfalls über weitere Messwerte wäre denkbar.

Modellierung nach Ansatz 3

Im dritten Ansatz zur Modellierung des Wärmetransports im Boden erfolgte über das Verfahren der Finiten Differenzen eine iterative numerische Berechnung der Bodentemperaturen aus gemessenen Oberflächentemperaturen. Sie können anschließend in Bodenwärmeströme umgerechnet werden.

Bodentemperaturen

Abb. 5-10 a zeigt die tägliche Varianz, die aus den gemessenen Oberflächentemperaturen errechnet wurde. Zur Ermittlung der Ergebnisse wurden 10 Iterationsschritte durchgeführt. Im Vergleich zu den bisher vorgestellten Ansätzen kann die Eindringtiefe, in der die Amplitude auf 1 % ihres Oberflächenwertes abgenommen hat, nur geschätzt und nicht explizit berechnet werden und liegt danach um ca. 30 cm. Der gesamte Verlauf der Bodentemperaturen für den gegebenen Tag (b) entsteht durch Ersetzen des konstanten Tagesmittels durch den aus der jährlichen Varianz ermittelten Verlauf der Tagesmitteltemperatur (berechnet nach Ansatz 1). Da wie im Ansatz 2 das errechnete und das aus den Messwerten ermittelte Tagesmittel nicht identisch sind, verschieben sich die Oberflächentemperaturen bei einer Überlagerung von Tages- und Jahreszyklus.

Bodenwärmestrom

Für den Bodenwärmestrom wird wie in Ansatz 2 nur der tägliche Verlauf dargestellt (Abb. 5-11). Da er numerisch aus den zuvor ermittelten Bodentemperaturen berechnet wurde, weichen die Kurvenverläufe von den bisherigen eher harmonischen Kurvenverläufen ab. Die Eindringtiefe der täglichen Schwankungen ist analog zu den Bodentemperaturen sehr flach.

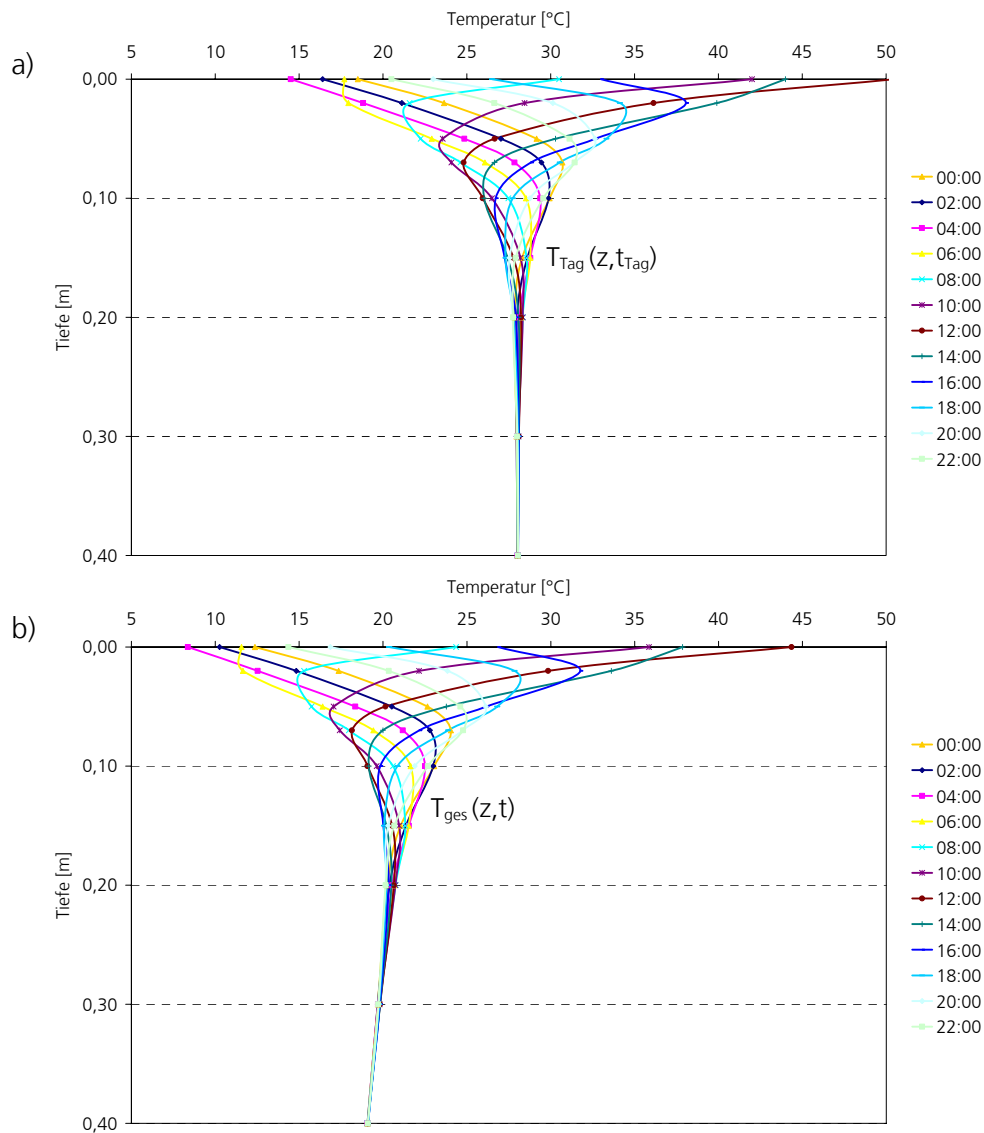


Abb. 5-10: Berechnung des Temperaturverlaufs im Boden nach Ansatz 3: Lösung der Wärmetransportgleichung mittels Finiter Differenzen (Wuda, VR China, 24. Mai 2005).
a) tägliche Varianz und b) Gesamtvarianz der Bodentemperaturen.

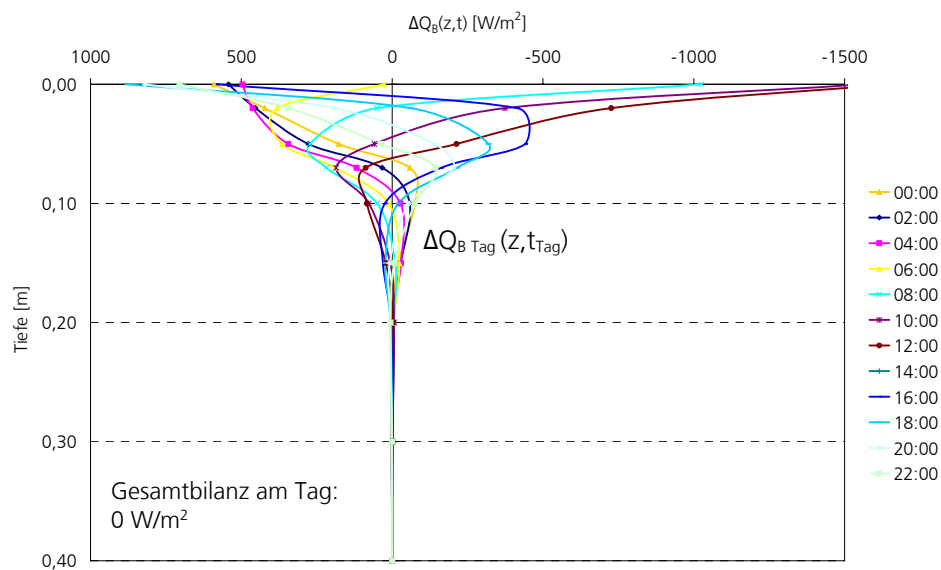


Abb. 5-11: Modellierung der täglichen Varianz des Bodenwärmestroms nach Ansatz 3: Lösung der Wärmetransportgleichung mittels Finiter Differenzen (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).

Bewertung

Eine Anwendung des Verfahrens der Finiten Differenzen ermöglicht eine numerische Lösung der Differenzialgleichungen für den Wärmetransport. Danach kann aus diskreten Oberflächenwerten der Verlauf der Bodentemperaturen und des Bodenwärmestroms errechnet werden. Im Vergleich zu den Ansätzen 1 und 2 sind die berechneten Eindringtiefen deutlich geringer.

Eine Verkürzung der zeitlichen sowie der räumlichen Berechnungsschritte hat keinen merklichen Einfluss auf das Gesamtergebnis. Deshalb ist davon auszugehen, dass das über dieses numerische Verfahren gewonnene Ergebnis sehr nahe an der exakten analytischen Lösung liegt. Der iterative Rechenprozess beruht auf der Festlegung von Randbedingungen. Wie ein Variieren der Anfangsbedingung (Tagesmitteltemperatur) und der Tiefe der unteren Randbedingung gezeigt hat, führt eine Veränderung dieser Parameter nicht zu einer ungewünschten Beeinflussung des Ergebnisses. Man kann also davon ausgehen, dass das Ergebnis ausschließlich aus der Oberflächentemperatur und den physikalischen Bodeneigenschaften ermittelt wird. Damit ist dieser Ansatz derjenige, der am wenigsten von den jeweils angenommenen Randbedingungen beeinflusst wird.

Vergleich und kritische Betrachtung der drei Ansätze zur Berechnung des Wärmetransports im Untergrund

Die Ergebnisse der Modellierung des Wärmetransports im Untergrund sind grundsätzlich plausibel. Tab. 5-1 fasst die Rechenwege, Randbedingungen und erforderlichen Eingabewerte der drei verwendeten Ansätze zusammen. Ansatz 1 beschreibt den grundlegenden Fall und ist Basis für die weitere Modellentwicklung. Da dieser Ansatz die Einbeziehung von aus der Strahlungsbilanz berechneten oder gemessenen Oberflächenwerten nicht ermöglicht, ist über ihn keine Berechnung von Bodentemperaturen aus der Strahlungsbilanz und damit die Aufstellung einer durchgängigen Energiebilanz möglich. Aus diesen Gründen kann Ansatz 1 ausschließlich als Näherungsfunktion betrachtet werden, die bei fehlenden Oberflächentemperaturen angewendet wird. Ansatz 1 wird deshalb im Weiteren nur noch eingeschränkt berücksichtigt.

Die über die Ansätze 2 und 3 berechneten Bodentemperaturen und –wärmeströme unterscheiden sich im Wesentlichen in ihrer Eindringtiefe. Für den täglichen Zyklus liegt sie bei Ansatz 2 bei ca. 80 cm während sie für Ansatz 3 lediglich ca. 30 cm beträgt. Die mit der Tiefe zunehmende Verschiebung der Phasen zeitlich aufeinanderfolgender Temperaturkurven ist bei Ansatz 3 etwas größer, aber grundsätzlich sind die Phasenverschiebungen beider Ansätze in ihrer Größe vergleichbar. Ansatz 2 geht zur Beschreibung der bodeninternen Dämpfung und Phasenverschiebung von Annahmen aus, die in der gängigen Literatur zur Beschreibung von Bodentemperaturen verwendet werden (s. Kap. 4.3.2). Ihre Gültigkeit für den Untergrund im Arbeitsgebiet kann jedoch nicht bestimmt werden.

Der Modellierungsansatz 3 setzt zur mathematischen Beschreibung ausschließlich die Gültigkeit der Wärmeleitungsgleichung voraus und beinhaltet damit keine weiteren Annahmen. Aus diesem Grund wäre Ansatz 3 prinzipiell vorzuziehen. Welcher Ansatz letztendlich jedoch die beste Anpassung auf die im Arbeitsgebiet gegebenen Voraussetzungen bietet, kann nur über den Vergleich mit Referenzmessungen zunächst an einem für das Gebiet repräsentativen Standort bestimmt werden. Eine Validierung der modellierten Ergebnisse erfolgt daher ausschließlich für die Ansätze 2 und 3, deren Basis gemessene oder errechnete Oberflächentemperaturen sind. Beide Ansätze erlauben dadurch die Berechnung einer durchgängigen Energiebilanz, wie sie im Folgenden aufgestellt wird.

Tab. 5-1: Zusammenfassung der Ansätze zur Berechnung des Wärmetransports im Untergrund hinsichtlich der angewendeten Verfahren, der Randbedingungen und der nötigen Eingabegrößen.

Modell	Ansatz 1: Analytisch Lösung der Wärme- leitungsgleichung mit einer periodisch veränderlichen Temperatur als Randbedingung	Ansatz 2: Modifizierung der Annäherung der Oberflächentemperaturen durch eine harmonische Schwingung unter Berücksichtigung diskreter Eingabewerte	Ansatz 3: Numerische Lösung der Differenzial- gleichungen für den Wärmetransport mittels Finiter Differenzen
Erläuterungen	nach ARYA (2001), HILLEL (2004) Grundlage ist ein durch eine harmonische Schwingung angenäherter Temperaturverlauf an der Oberfläche Keine Einbeziehung von berechneten Temperaturverläufen möglich	Veränderung von Ansatz 1 Temperaturverlauf an der Oberfläche ist durch Messreihen oder Modellergebnisse (z.B. aus der Strahlungsbilanz) vorgegeben	nach ROSEMA et al. (2000) Temperaturverlauf an der Oberfläche ist durch Messreihen oder Modellergebnisse (z.B. aus der Strahlungsbilanz) vorgegeben
Rechenweg	analytisch	analytisch	numerisch
Annahmen, Randbe- dingungen	Exponentielle Dämpfung Faktor zur Phasenverschiebung T_m bleibt in der Tiefe konstant	Exponentielle Dämpfung Faktor zur Phasenverschiebung T_m bleibt in der Tiefe konstant	T_m bleibt in der Tiefe konstant
erforderliche Eingabewerte	T_m mittlere Temperatur [K] A_0 Amplitude an der Oberfläche [K] t_m Zeitpunkt, an dem T_m erreicht wird [s] κ Temperaturleitfähigkeit [m ² /s] ρ Dichte [kg/m ³] c_w spezifische Wärmekapazität [J/kgK] λ Wärmeleitfähigkeit [W/mK]	T_0 Temperatur der Oberfläche [K] κ Temperaturleitfähigkeit [m ² /s] λ Wärmeleitfähigkeit [W/mK] ρ Dichte [kg/m ³] c_w spezifische Wärmekapazität [J/kgK]	T_0 Temperatur der Oberfläche [K] κ Temperaturleitfähigkeit [m ² /s] λ Wärmeleitfähigkeit [W/mK] ρ Dichte [kg/m ³] c_w spezifische Wärmekapazität [J/kgK]
Bewertung	einfache Näherungsfunktion eingeschränkte Genauigkeit, da wenig Eingabewerte Verwendung vieler, nicht notwendigerweise richtiger Annahmen	Einfacher Ansatz zur Berechnung von Bodentemperaturen Gute Anpassung an die Wirklichkeit durch Verwendung von Oberflächentemperaturen Weiterhin Verwendung nicht notwendigerweise richtiger Annahmen	Gute Anpassung an die Wirklichkeit durch Verwendung von Oberflächen- temperaturen Keine Einwirkung zusätzlicher Annahmen
Anwendung	bei wenig bis nicht vorhandenen Messwerten	Bei vorhandenen Oberflächen- temperaturen	Bei vorhandenen Oberflächen- temperaturen

Validierung der Ergebnisse durch Einbeziehung vorhandener Messwerte

Die Überprüfung der Modellergebnisse erfolgt anhand unabhängiger Messungen. Idealerweise sollten dazu mehrere Datensätze vorliegen, wobei über längere Zeiträume an für das Arbeitsgebiet als repräsentativ angesehenen Stellen, Bodentemperaturen in unterschiedlichen Tiefen gemessen wurden. Da solche Messungen derzeit nur sehr eingeschränkt vorliegen, werden zur Validierung die in einer Tiefe von ca. 5 cm gemessenen Bodentemperaturen herangezogen (s. Anhang C.4). Die Validierung erfolgt ausschließlich für die beiden Ansätze 2 und 3, deren Basis gemessene oder errechnete Oberflächentemperaturen sind. Bei der Validierung wird davon ausgegangen, dass sowohl die in die Berechnung einbezogenen Oberflächentemperaturen (s. Anhang C.2) als auch die hier verwendeten Bodentemperaturen (s. Anhang C.4) repräsentativ für das Arbeitsgebiet sind.

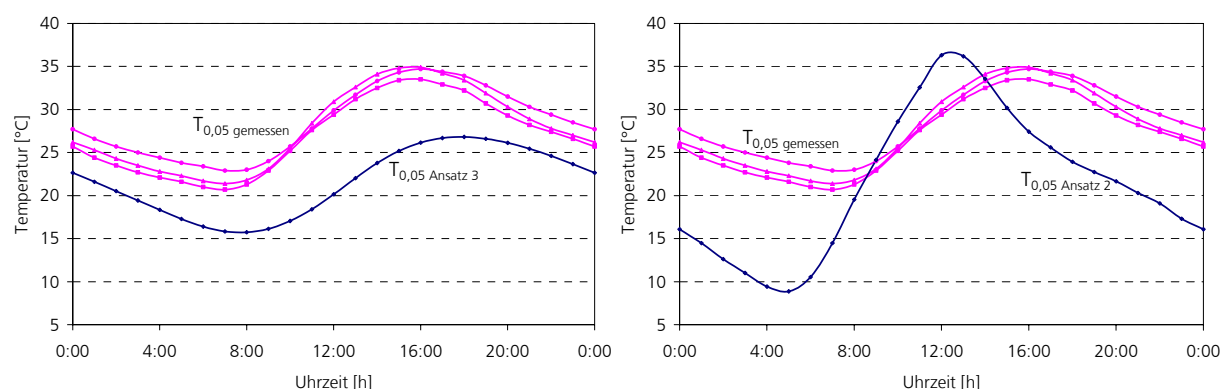


Abb. 5-12: Vergleich der in 0,05 m Tiefe gemessenen mit den für diese Tiefe berechneten Bodentemperaturen (Wuda, VR China, 24. Mai 2008). Links werden die nach Ansatz 2 und rechts die nach Ansatz 3 für diese Tiefe berechneten Temperaturen verglichen.

Zusätzlich zu den herangezogenen Bodentemperaturen ist aus Profilmessungen über einer Feuerstelle (s. Anhang C.3) bekannt, dass die täglichen Temperaturschwankungen, die in Folge wechselnder Strahlungsverhältnisse entstehen, dort bis in eine Tiefe von ca. 40 cm reichen. Es ist anzunehmen, dass die Größenordnung der Eindringtiefe der täglichen Temperaturschwankungen auf feuerunbeeinflusste Bereiche übertragbar ist.

Mit diesem Wissen und den in Abb. 5-12 gezeigten Temperaturvergleichen lässt sich feststellen, dass Ansatz 3 die bessere Anpassung an die Gegebenheiten im Arbeitsgebiet zeigt. An dieser Stelle wird Ansatz 3 weiter verfeinert um die Anpassung an die Standortfaktoren im Arbeitsgebiet zu verbessern.

Verbesserung von Ansatz 3

Ansatz 3 kann weiter verfeinert und an die Gegebenheiten des Standorts angepasst werden. Die Ableitung einer empirischen Korrekturfunktion erfolgt über die Anpassung der berechneten an die gemessenen Bodentemperaturen. Auch hier könnten längere Zeitreihen eingebracht werden um die Aussagekraft der abgeleiteten Funktion zu verbessern.

Die Anpassung erfolgt über die Tiefe. Eine nach Ansatz 3 für eine bestimmte Tiefe berechnete Temperatur wird einer anderen Tiefe zugewiesen, wobei der Versatz mit der Tiefe steigt. Die aus direkten Messungen stammenden Oberflächentemperaturen werden damit nicht verändert. Die über die Korrektur errechneten Temperaturen in einer Bodentiefe von 5 cm passen sehr gut zu den drei gemessenen Temperaturverläufen (Abb. 5-13). Eine solche Verbesserung des Ansatzes ist grundsätzlich auch für Ansatz 2 möglich.

$$T_{\text{ver}}(z,t) = T_{A3}(z_{A3} + 0,5 \cdot z_{A3}, t) \quad [^{\circ}\text{C}, \text{K}]$$

Gl. 5-1: Empirisch abgeleitete Kalibrierfunktion für die über Ansatz 3 errechneten Bodentemperaturen.

$T_{\text{ver}}(z,t)$	über den verbesserten Ansatz 3 berechnete Temperatur	[$^{\circ}\text{C}$, K]
z	Tiefe	[m]
t	Zeit	[s]
T_{A3}	nach Ansatz 3 berechnete Temperaturen	[$^{\circ}\text{C}$, K]
z_{A3}	nach Ansatz 3 zugeordnete Tiefe	[m]

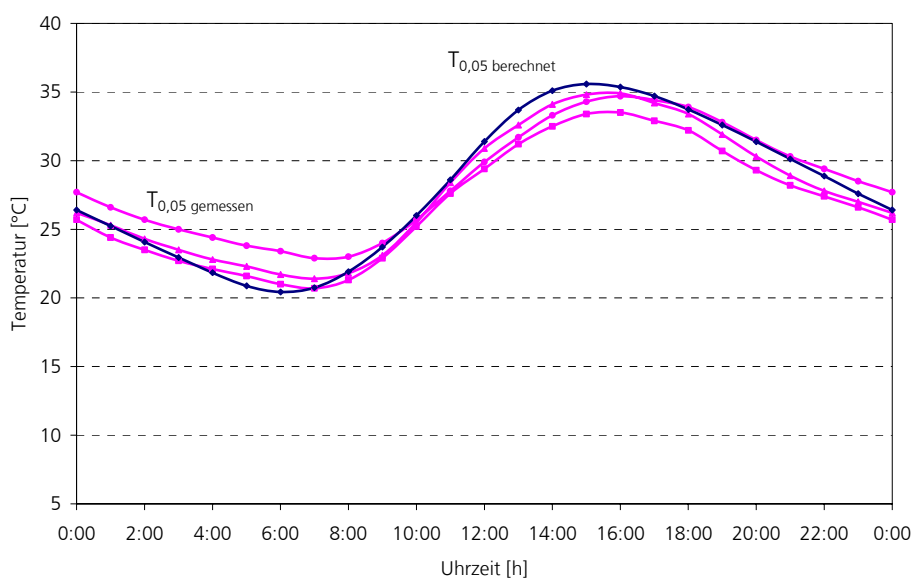


Abb. 5-13: Vergleich der nach Verbesserung von Ansatz 3 berechneten mit den gemessenen Bodentemperaturen in einer Tiefe von 5 cm (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).

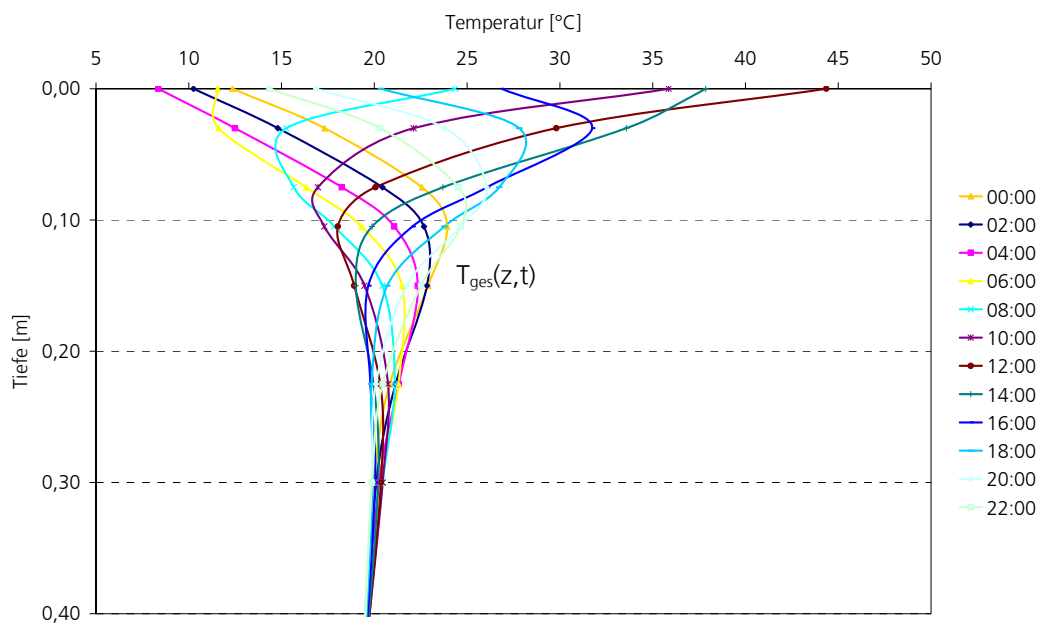


Abb. 5-14: Nach Verbesserung von Ansatz 3 berechnete Bodentemperaturen (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).

Nach der Verbesserung kann über Ansatz 3 die tägliche Schwankung um das Tagesmittel für das Arbeitsgebiet hinreichend genau bestimmt werden. Es ist zu beachten, dass aus Messungen über einen Tag keine allgemeingültige Korrekturfunktion bestimmt werden kann. Ob das hier abgeleitete Ergebnis repräsentativ für das Arbeitsgebiet ist, ist an verschiedenen Standorten zu prüfen. Hier wird ausschließlich eine beispielhafte Anpassung gezeigt, die bei Vorhandensein längerer Messreihen über die Zeit und für unterschiedliche Tiefen verbessert werden kann.

5.3 Gesamtbilanz

Aus den Teilergebnissen kann eine Gesamtenergiebilanz für das Arbeitsgebiet aufgestellt werden. Dafür wird die Strahlungsbilanz $Q_s(t)$ nach Kap. 4.4.1 unter der Nutzung gemessener Oberflächentemperaturen berechnet und der Bodenwärmestrom an der Erdoberfläche $Q_B(t)$ aus den über den verbesserten Ansatz 3 berechneten Bodentemperaturen bestimmt (Kap. 5.2). Der fühlbare Wärmestrom $Q_L(t)$ als letzte der im Arbeitsgebiet relevanten Energiebilanzgrößen, kann lediglich als Restglied bestimmt werden (s. Kap. 2.1).

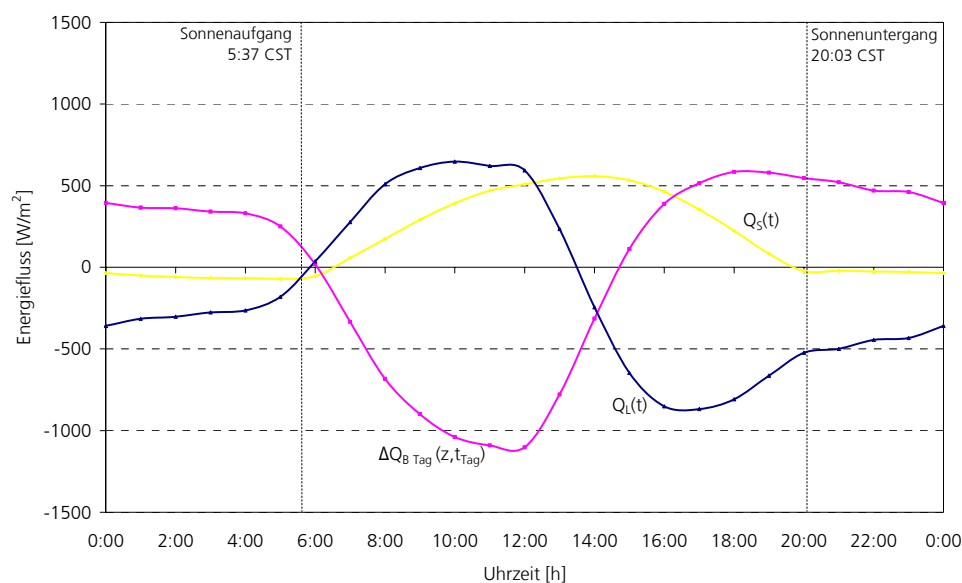


Abb. 5-15: Beispielhafte Energiebilanz für den 24. Mai 2008 und das Arbeitsgebiet Wuda, VR China. Positive Bilanzgrößen führen der Erdoberfläche Energie zu, und negative Energie von ihr ab.

Die Strahlungsbilanz wechselt kurz nach Sonnenauf- bzw. -untergang ihr Vorzeichen. Tagsüber ist sie durch die große kurzwellige Strahlungszufuhr positiv. Ihr Verlauf und ihre Größenordnung sind realistisch (vgl. HÄCKEL, 1999). Der Bodenwärmestrom ist tagsüber negativ, da Energie von der Erdoberfläche abgeführt wird. Kurz nach Mittag, wenn die Strahlungsenergie zurückgeht, wechselt der Bodenwärmestrom sein Vorzeichen. Ab diesem Zeitpunkt wird Energie wieder aus dem Boden zurück zur Oberfläche transportiert. Der Verlauf des Bodenwärmestroms ist grundsätzlich plausibel, allerdings ist sein Betrag ein Vielfaches zu groß. In der Realität ist mit einer Größenordnung von etwa 200 bis 300 W/m² zu rechnen. Das bedeutet, dass die zur Beschreibung des Untergrundes angenommenen Parameter durch weitere Laboranalysen an Materialproben von vor Ort überprüft werden sollten. Dadurch könnte beispielsweise die Wärmeleitfähigkeit, als Proportionalitätsfaktor zwischen Bodentemperatur und –wärmestrom genauer bestimmt werden.

5.4 Beispielhafte Anwendungen der Modellierung der Wärmeausbreitung im Untergrund

Modellierung bei erhöhter Hintergrundtemperatur

Um die Auswirkungen einer Wärmequelle im Untergrund auf die Temperatur oberflächennaher Schichten zu simulieren, wird die Modellierung für eine erhöhte Hintergrundtemperatur durchgeführt. Für die mittlere Tagestemperatur an der Oberfläche werden dazu 90 °C angenommen. Unter diesen Bedingungen ist die in Kap. 2.3.1 angesprochene Temperaturabhängigkeit der physikalischen Parameter zu berücksichtigen.

Die spezifische Wärmekapazität des Gesteins steigt mit der Temperatur leicht an. Der zur Modellierung verwendete Wert wurde aus der Zusammensetzung der anstehenden Sandsteine berechnet und nicht explizit aus Proben bestimmt (s. Anhang C.1), weshalb er ausschließlich als Näherungswert angesehen werden kann. Da davon auszugehen ist, dass die Änderung der spezifischen Wärmekapazität bei erhöhter Temperatur unterhalb der Genauigkeit des verwendeten Näherungswertes liegt, wird hier auf eine Berücksichtigung dieser Temperaturabhängigkeit verzichtet.

Die Wärmeleitfähigkeit sinkt bei steigender Temperatur. Für die Sandsteine aus dem Arbeitsgebiet liegt sie aus Messreihen vor. VOSTEEN & SCHELLSCHMIDT (2003) untersuchten die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit u.a. von Sedimentgesteinen und geben eine vereinfachende Formel zu ihrer Berechnung an.

$$\Lambda_0 = 0,54 \cdot \Lambda_{25} + 0,5 \cdot \sqrt{1,16(\Lambda_{25})^2 - 0,39 \cdot \Lambda_{25}} \quad [\text{W/mK}]$$

$$\Lambda(T) = \frac{\Lambda_0}{0,99 + T \cdot \frac{a-b}{\Lambda_0}} \quad [\text{W/mK}]$$

Gl. 5-2: Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit von Sedimentgesteinen nach VOSTEEN & SCHELLSCHMIDT (2003).

Λ_{25}	Wärmeleitfähigkeit bei Standardtemperatur von 25 °C	[W/mK]
Λ_0	Wärmeleitfähigkeit bei 0 °C	[W/mK]
$\Lambda(T)$	Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit der Temperatur	[W/mK]
a, b	Berechnungskonstanten nach VOSTEEN & SCHELLSCHMIDT (2003)	
	$a = 0,0034 \pm 0,0006$ $b = 0,0039 \pm 0,0014$	[-]

Ausgehend von einer Wärmeleitfähigkeit von 2,3 W/mK als Mittelwert der Messungen bei Standardtemperatur (mündliche Mitteilung durch WUTKE, 2008), beträgt die Wärmeleitfähigkeit bei einer angenommenen mittleren Temperatur von 90 °C ca. 2,08 W/mK. Zur Modellierung von Bodentemperaturen unter diesen Bedingungen wird ein künstlicher Datensatz von Oberflächentemperaturen herangezogen (s. Anhang C.2), der aus einer Übertragung der aus den Thermalbildern extrahierten Oberflächentemperaturen auf eine Mitteltemperatur von 90 °C generiert wurde.

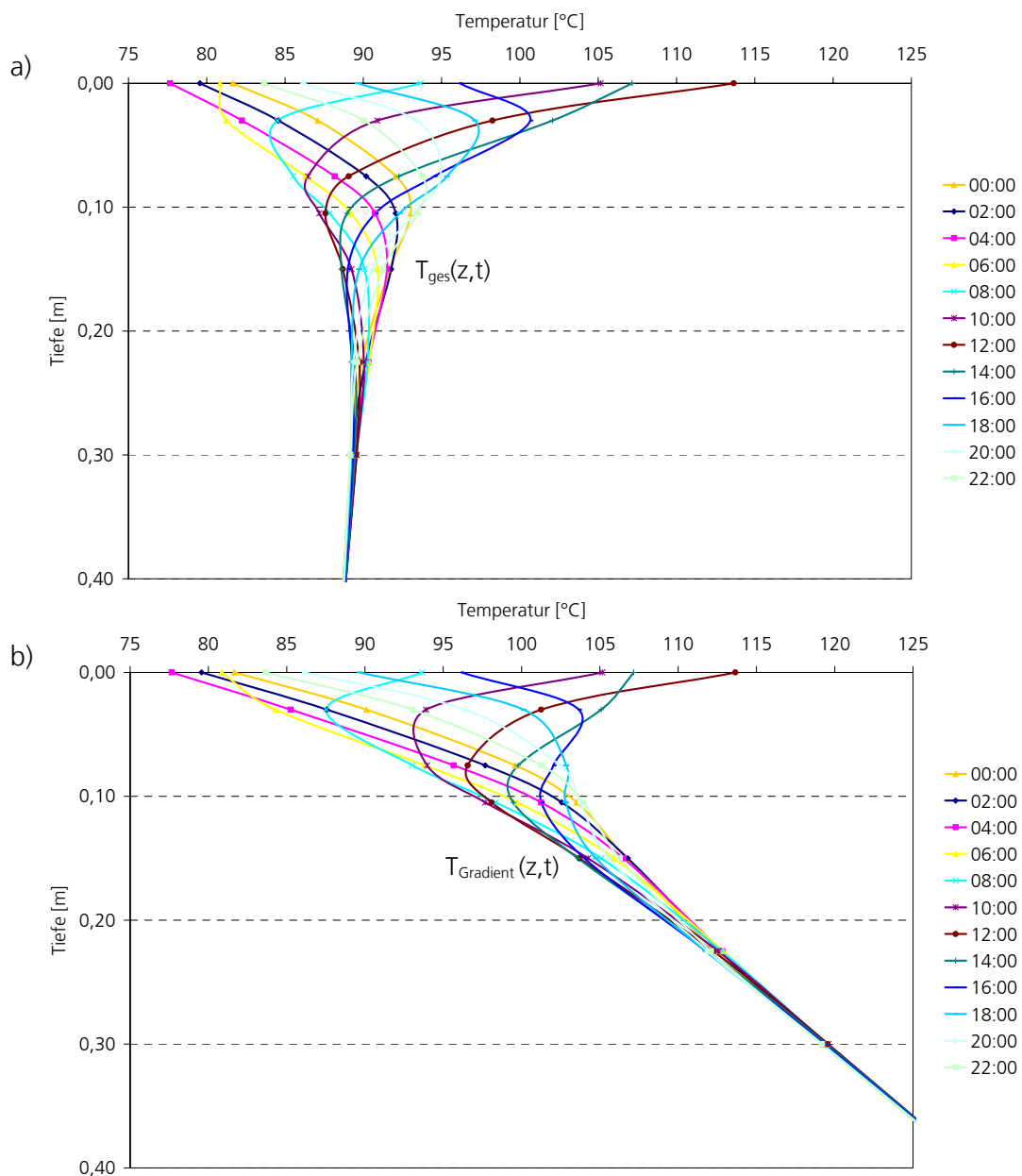


Abb. 5-16: Modellierung von Bodentemperaturen über den verbesserten Ansatz 3 unter Berücksichtigung einer erhöhten Hintergrundtemperatur (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).
a) zeigt die tägliche Gesamtvarianz, während ihr in b) ein zusätzlicher Temperaturgradient von 10 °C pro 10 cm, wie er über einer Feuerzone auftreten kann (s. zweites Anwendungsbeispiel), überlagert wurde.

Die Ergebnisse der Modellierung unter erhöhter Temperatur sind plausibel. In Folge der geringeren Wärmeleitfähigkeit nehmen die Eindringtiefen um ca. 5 % ab. Ansonsten sind die Veränderungen zur Modellierung unter Normaltemperatur (Abb. 5-14) gering. Es ist zu erwarten, dass der Einfluss der Temperaturabhängigkeit der physikalischen Bodeneigenschaften bei höheren Temperaturen zunimmt, was bei künftigen Feldkampagnen validiert werden könnte. Mit dieser Anwendung wurde die Übertragbarkeit des Modells auf höhere Temperaturen beispielsweise in einer Feuerzone gezeigt.

Auswertung eines über einem Feuer gemessenen Temperaturprofils

Im Rahmen der Feldkampagne 2008 wurde über fünf Tage ein Temperaturprofil über einer Feuerzone aufgezeichnet (s. Anhang C.3). Es liegen Temperaturmessungen in Bodentiefen von 1, 5, 10, 20 und 40 cm und in der Luft in Höhen von 1, 45 und 85 cm vor. Der Temperaturverlauf an der Oberfläche wurde aus den 1 cm über bzw. unter der Oberfläche gemessenen Temperaturen interpoliert.

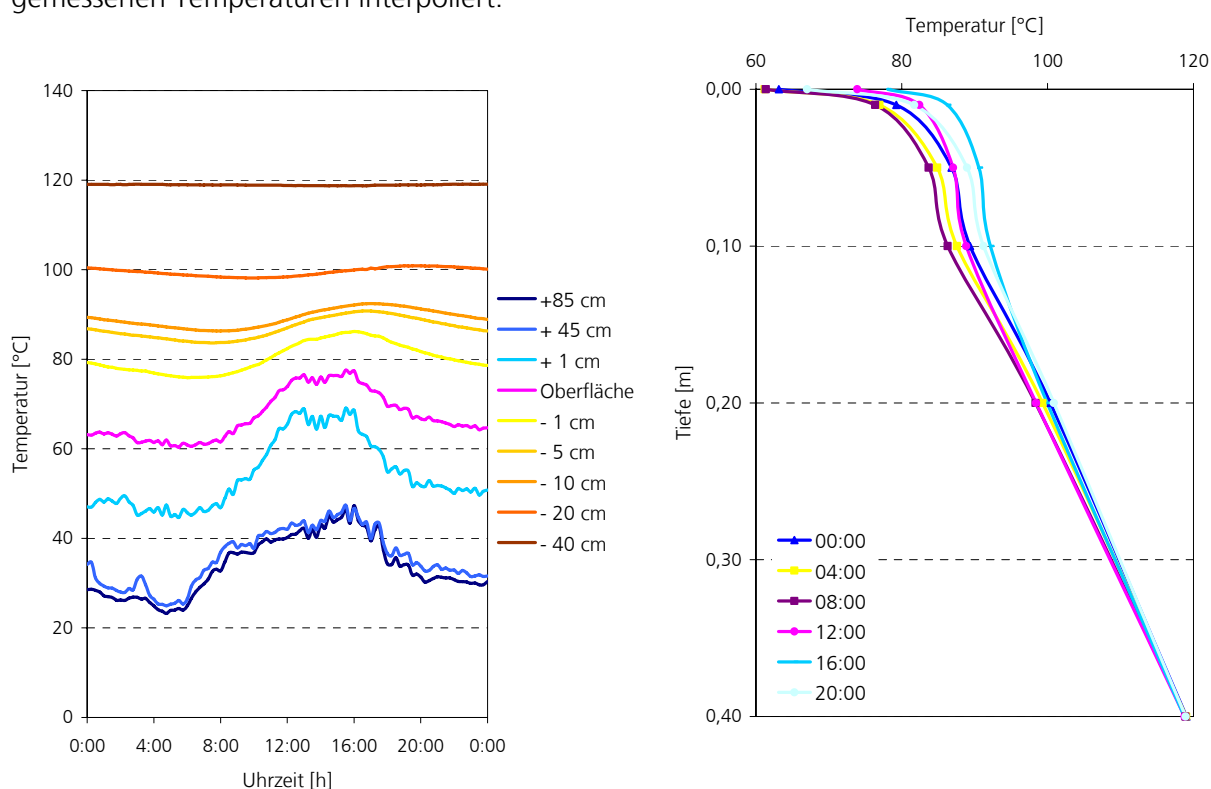


Abb. 5-17: Ergebnisse der Profilmessungen (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).

Die linke Abbildung zeigt die Tagesverläufe aller Temperaturfühler für den 24. Mai 2008 (zur Reduktion der Datenmenge wurde der Messabstand von 0,5 auf 15 Minuten vergrößert). Im rechten Bild wurden aus den Daten Bodentemperaturprofile, der Übersichtlichkeit wegen im Abstand von vier Stunden, erstellt.

Das am 24. Mai 2008 aufgenommene Temperaturprofil (Abb. 5-17) zeigt einen stetigen Temperaturanstieg mit der Tiefe. Die Lufttemperaturen zeigen noch recht hohe Schwankungen, die im Boden zurückgehen. Die täglichen Temperaturschwankungen verschwinden in einer Bodentiefe von 40 cm; dort ist ihre Eindringtiefe erreicht.

Durch Subtraktion einer aus den Temperaturprofilen bestimmten Mittelkurve kann die tägliche Varianz extrahiert werden. Sie zeigt im Vergleich zu den drei modellierten Ansätzen eine wesentlich schwächer ausgeprägte Phasenverschiebung. Die Eindringtiefe von 40 cm liegt etwa zwischen den Ansätzen 2 und 3.

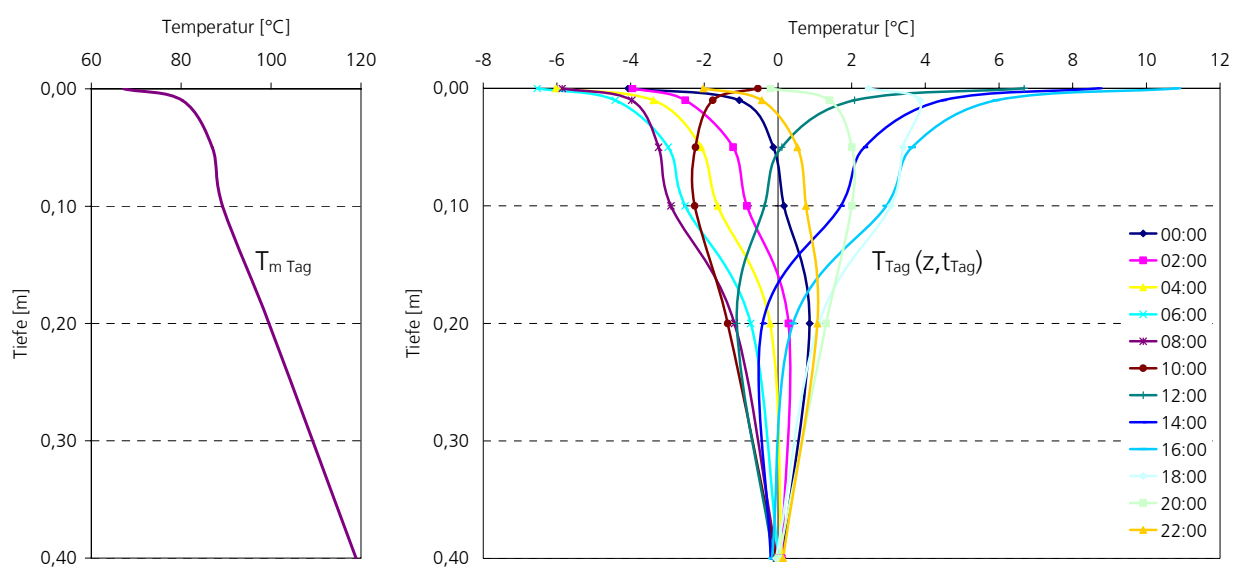


Abb. 5-18: Extraktion der täglichen Varianz durch Abziehen des mittleren Kurvenverlaufs (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).

Von der ursprünglichen Messkurve (Abb. 5-17, rechtes Bild) kann die extrahierte tägliche Varianz sowie das Tagesmittel unter Normalbedingungen, das nach Ansatz 1 über die Näherungsformel für den jährlichen Temperaturverlauf berechnet wurde, abgezogen werden. Es entsteht eine Kurve, welche die Abweichung der gemessenen Temperaturprofile von den berechneten angibt (Abb. 5-19). Diese kann entweder durch den Einfluss einer Anomalie oder durch im Modell nicht berücksichtigte Prozesse, insbesondere den fühlbaren Wärmestrom, entstehen. Im Bereich zwischen 10 und 40 cm steigt die Kurve fast konstant mit ca. 10 °C pro 10 cm. Geht man davon aus, dass der Wärmeaustausch in diesem Bereich ausschließlich konduktiv erfolgt, muss die Temperaturerhöhung von einer Quelle unterhalb dieser Tiefe stammen. In den obersten 10 cm steigt der Gradient stark an. Hier macht sich die Nähe zur Oberfläche bemerkbar, wo der Einfluss eines konvektiven Wärmetransports über bodeneigene Gase und die dem Boden aufliegende Luftschicht sehr hoch ist. Die oberen Bodenschichten

werden dadurch gekühlt. Dies korreliert mit Darstellungen in der Literatur: Nach HARTGE & HORN (1991) findet eine konvektive Wärmeabfuhr v.a. in den obersten Zentimetern des Bodens statt und macht dort den Hauptteil des Wärmetransports aus (vgl. Kap. 2.3.3).

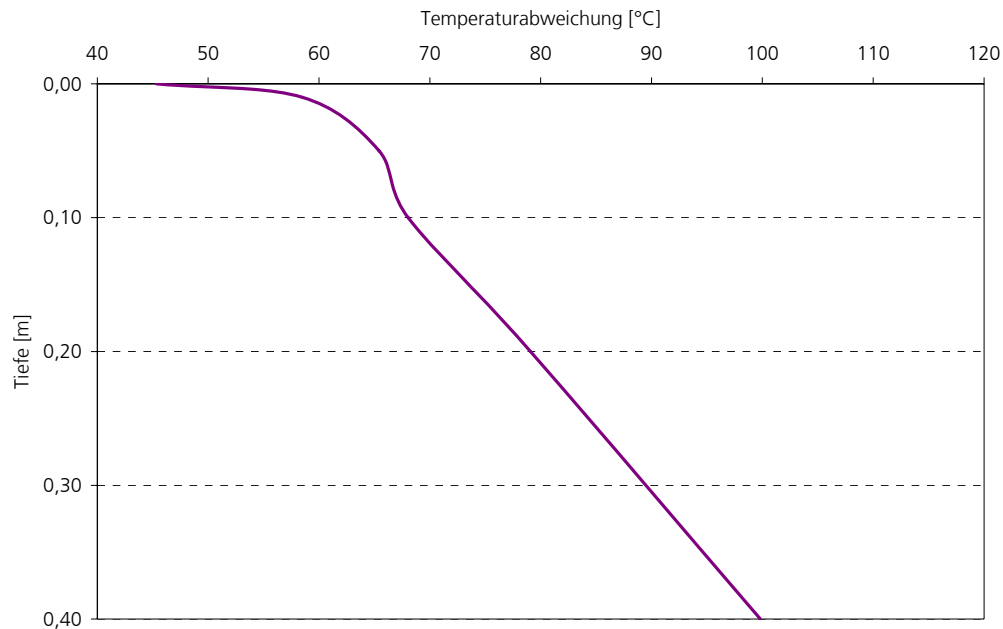


Abb. 5-19: Auswertung der gemessenen Temperaturprofile: Darstellung der Abweichung des gemessenen von dem für Normalbedingungen berechneten Temperaturverlaufs (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).

Da der Messstab über einem in unbestimmter Tiefe brennenden Feuer installiert war, kann man davon ausgehen, dass der Temperaturgradient der unteren 30 cm vom Feuer induziert ist. In den oberen 10 cm führt bodennahe Luft Wärme ab.

Dieses Beispiel demonstriert die Anwendbarkeit des Modells auf praktische Fragestellungen. Außerdem zeigt es, dass die Wärmeabfuhr durch bodennahe Luft, Q_L , sowie der bodeninterne Wärmetransport durch Gaskonvektion Faktoren sind, welche die Bodentemperaturen nahe der Oberfläche wesentlich bestimmen. Ihre numerische Beschreibung und gegebenenfalls ihre Implementierung in das Modell sollte in künftigen Arbeiten angegangen werden (s. Kap. 7.1).

5.5 Bewertung der Genauigkeit der Modellrechnungen mit Hilfe einer Monte-Carlo-Simulation

Eine Sensitivitätsanalyse zeigt den Einfluss der in eine Berechnung eingehenden Parameter und Messwerte auf die Ergebnisse. Ein gängiges Verfahren ist eine sogenannte Monte-Carlo-Simulation, in der von einer systematischen Variation der Eingangsvariablen ausgegangen wird und daraus deren Einfluss auf das Ergebnis bestimmt. Der Prozess wird für jedes Teilergebnis separat durchgeführt.

Zunächst werden alle eingehenden Parameter spezifiziert und jedem eine wahrscheinliche Verteilung zugeordnet, die durch eine Dreiecksverteilung angenähert wird. Der für den jeweiligen Parameter zur Berechnung verwendete Wert stellt dabei einen Mittelwert dar, der um einen angegebenen Prozentsatz variiert (Abb. 5-20). Die weiter vom Mittelwert abweichenden Werte kommen in der Dreiecksverteilung seltener vor. Für alle Parameter wurde eine Varianz von 5 % angesetzt. Nur für die Emissivität des Bodens wurden 2 % veranschlagt, da sie für natürliche Oberflächen nur wenig schwankt. Anschließend wird ein Ausgabewert festgelegt (Q_s , T_0 , etc.), dessen Eingangsparameter untersucht werden sollen, und die Simulation mit einer festgelegten Anzahl an Iterationsschritten gestartet. Für jeden Eingangsparameter wird eine Anzahl von Zufallswerten generiert, die innerhalb der definierten Verteilung liegen. Diese werden in die Berechnung eingesetzt und die resultierende Änderung des Ausgabewerts bestimmt. Der Einfluss jedes Eingangsparameters auf das Ergebnis wird bestimmt und als Korrelationskoeffizient angegeben. Innerhalb des Rechenprozesses wird jede Variable unabhängig von den anderen betrachtet (Abb. 5-20).

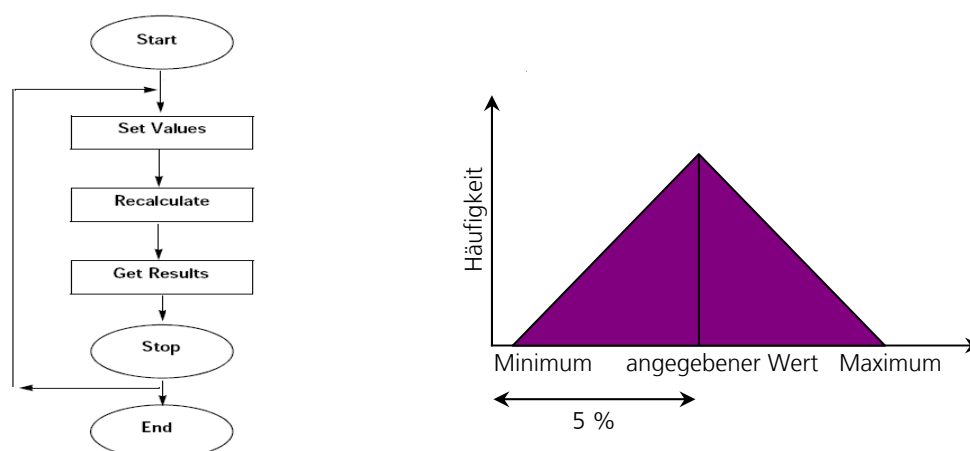


Abb. 5-20: Ablaufschema einer Monte-Carlo-Simulation und Darstellung einer Dreiecksverteilung zur Festlegung der wahrscheinlichen Verteilung eines Eingangsparameters.

Der für jeden Parameter als Ergebnis der Monte-Carlo-Simulation angegebene Korrelationskoeffizient ist ein dimensionsloses Maß für den Grad des linearen Zusammenhangs zwischen dem Parameter und dem Ausgabewert. Er nimmt Werte zwischen +1 und -1 an, wobei ein Wert von +1 einen vollständigen positiven Zusammenhang angibt. Die Korrelationskoeffizienten der eingehenden Größen werden in einem Tornado-Plot aufgetragen. Da das Verfahren auf statistischen Prinzipien beruht, unterscheiden sich die Korrelationskoeffizienten bei mehreren Durchläufen entsprechend der vom Programm bestimmten statistischen Wahl der Eingangsparameter innerhalb der ihnen zugewiesenen Verteilung geringfügig. Ein Vergleich des Einflusses zweier Größen ist erst ab einem bestimmten Unterschied der Korrelationskoeffizienten zulässig. Die Gesamtaussage der Simulationsergebnisse in Hinblick auf den Einfluss der untersuchten Parameter bleibt jedoch auch bei mehreren Durchläufen gleich.

Simulation für die Strahlungsbilanz

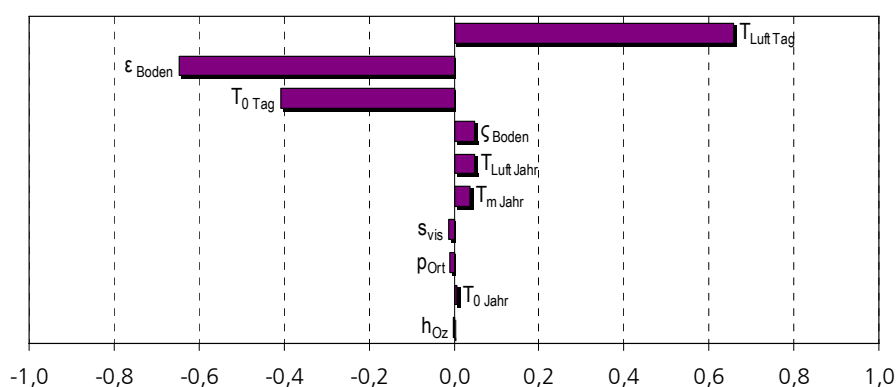


Abb. 5-21: Tornado-Plot der Ergebnisse der Monte-Carlo-Simulation für die Strahlungsbilanz.

$T_{\text{Luft Tag}}$	Lufttemperatur im Tagesverlauf	[K]
ϵ_{Boden}	Emissionsgrad	[-]
$T_{0 \text{ Tag}}$	Temperatur der Oberfläche im Tagesverlauf	[K]
ζ_{Boden}	Albedo der Oberfläche	[-]
$T_{\text{Luft Jahr}}$	Lufttemperatur im Jahresverlauf	[K]
$T_{\text{m Jahr}}$	Jahresmitteltemperatur (identisch für Luft und Boden)	[K]
s_{vis}	Horizontale Sichtweite	[km]
p_{Ort}	Lokaler Luftdruck	[mbar]
$T_{0 \text{ Jahr}}$	Temperatur der Oberfläche im Jahresverlauf	[K]
h_{Oz}	Höhe der vertikalen Ozonsäule der Atmosphäre	[cm]

Nach dieser statistischen Abschätzung hängt die Strahlungsbilanz hauptsächlich von den Lufttemperatur ab und danach von der Emissivität des Bodens und der Oberflächentemperatur. Das ist leicht nachvollziehbar, da diese Parameter die langwelligen Strahlungsgrößen der atmosphärischen Gegenstrahlung und der Ausstrahlung des Erdbodens bestimmen und diese einen bedeutenden Beitrag zur Strahlungsbilanz leisten.

Simulation für die Bodentemperaturen

Hier werden die Ergebnisse der für Ansatz 2 und 3 durchgeführten Simulationen diskutiert. Eine für Ansatz 1 durchgeführte Simulation liefert notwendigerweise die gleichen Ergebnisse wie für Ansatz 2, da ihre Rechengrundlage und damit der Einfluss der einzelnen Parameter auf das Ergebnis identisch ist.

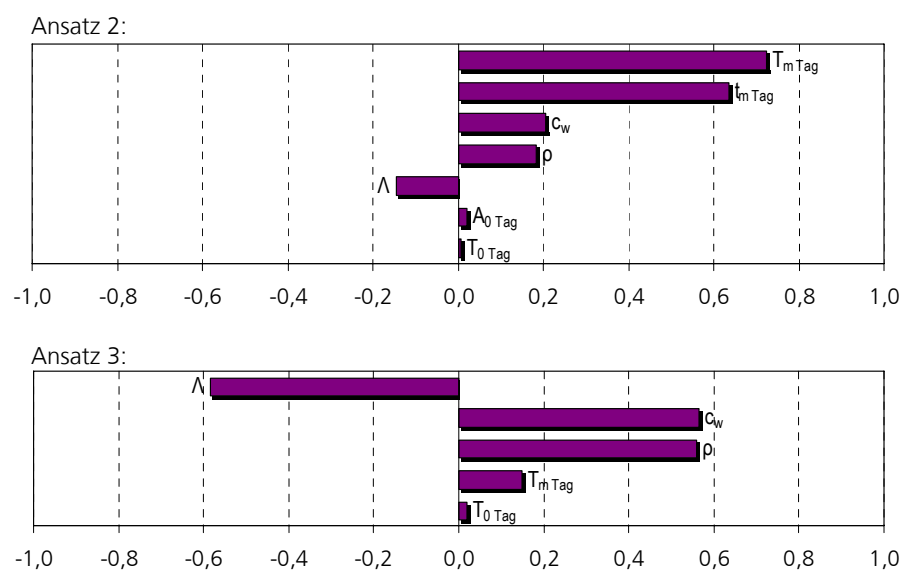


Abb. 5-22: Tornado-Plots der Ergebnisse der Monte-Carlo-Simulation für die täglichen Verläufe der Bodentemperaturen nach Ansatz 2 und 3.

$T_m \text{ Tag}$	Mittlere Tagestemperatur	[K]
$t_m \text{ Tag}$	Zeitpunkt, wann T_m im Tagesverlauf erreicht wird	[s]
c_w	Spezifische Wärmekapazität	[J/kgK]
ρ	Dichte	[kg/m ³]
Λ	Wärmeleitfähigkeit	[W/mK]
$A_0 \text{ Tag}$	Temperaturamplitude an der Oberfläche am Tag	[K]
$T_0 \text{ Tag}$	Temperatur der Oberfläche im Tagesverlauf	[K]

Die tägliche Varianz der Bodentemperaturen hängt je nach gewähltem Ansatz am meisten von den Oberflächentemperaturen oder den thermalen Bodeneigenschaften ab. Für die nach Ansatz 2 berechneten Bodentemperaturen ist die Tagesmitteltemperatur der wichtigste

Eingangsparameter vor den Bodeneigenschaften, während bei Ansatz 3 die Bodeneigenschaften die größte Änderung bedingen. Untersucht wurde der Einfluss auf eine Bodentemperatur in 5 cm Tiefe. Dort ist der Einfluss der Oberflächentemperatur bei beiden Berechnungsansätzen bereits so gering, dass sich ihre Änderung um bis zu 5 % nur wenig auswirkt und ihr Korrelationskoeffizient entsprechend gering ist. Wird eine geringere bzw. größere Tiefe untersucht, steigt bzw. sinkt ihr Einfluss entsprechend.

Wird für beide Ansätze die Simulation für die Gesamtvarianz der Bodentemperaturen durchgeführt (täglicher Zyklus nach Ansatz 2 bzw. 3 und jährlicher Zyklus nach Ansatz 1), so spielen die Größen, die den Verlauf der Jahrestemperaturen bestimmen die größte Rolle und überdecken den Einfluss der hier untersuchten Größen der täglichen Varianz.

Bewertung der Ergebnisse der Simulationen

Die Monte-Carlo-Analyse zeigt den Einfluss der in eine Berechnung eingehenden Parameter auf das Ergebnis und gibt dadurch Hinweise auf die erreichte Genauigkeit des Modells, so wie es hier definiert wurde. Die Genauigkeit der Berechnung und damit des Modells ist abhängig von der Mess- oder Bestimmungsgenauigkeit der Größen, von denen das Ergebnis im Wesentlichen abhängt. Für zukünftige Untersuchungen kann aus dem Ergebnis der Monte-Carlo-Simulation abgeleitet werden, auf welche der bisher in die Berechnungen einbezogenen Parameter man sich messtechnisch konzentrieren sollte und für welche Größen vergleichsweise ungenaue Messungen ausreichen. Werden zusätzliche Parameter messtechnisch erfasst und in das Modell implementiert, ist eine erneute Durchführung einer Sensitivitätsanalyse erforderlich, da sich dann der Einfluss aller Größen ändert.

5.6 Kritische Anmerkungen zu den verwendeten Methoden

Die Validierung der Modellrechnungen sowie die Ableitung empirischer Funktionen wurden an Messreihen über einen Tag durchgeführt. Um ihre Aussagekraft und Genauigkeit zu verbessern, wären längere Messreihen von Temperaturen in unterschiedlichen Bodentiefen wünschenswert (s. Kap. 7.2).

Eine Kombination der Ansätze zur Modellierung der Wärmeausbreitung im Boden ist nur bei vergleichbaren Eindringtiefen sinnvoll. Dabei muss das Verhältnis der täglichen zur jährlichen Eindringtiefe in etwa konstant bleiben. Da die tägliche Eindringtiefe der nach Ansatz 3 berechneten Bodentemperaturen im Vergleich zu den Ansätzen 1 und 2 deutlich geringer ist, ist eine Überlagerung des nach Ansatz 3 berechneten Tageszyklus mit der nach Ansatz 1 berechneten jährlichen Varianz strenggenommen nicht zulässig. Eine Anpassung des Jahresverlaufs nach Ansatz 1 an die geringeren Eindringtiefen von Ansatz 3 ist möglich.

Reale Temperaturmessungen über einer Feuerzone haben gezeigt, dass die Konvektion von bodeneigenen Gasen und bodennaher Luft in den oberen Bodenschichten stetig Wärme abführen und sie dadurch kühlen (vgl. Kap. 5.4 und Anhang C.3). Insbesondere der Fühlbare Wärmestrom sollte aus diesem Grund in folgenden Arbeiten berücksichtigt werden und in das Modell implementiert werden. Stehen zu seiner Beschreibung Lufttemperaturen und Windgeschwindigkeiten in unterschiedlichen Höhen zur Verfügung, könnte Q_L darüber ermittelt werden und der Bodenwärmestrom Q_B als Restglied bestimmt werden. Auf Grund der bisherigen Modellierungen ist zu erwarten, dass ein solches Vorgehen die Genauigkeit der Modellergebnisse deutlich erhöhen würde.

6 Zusammenfassung

Das erstellte Modell erlaubt eine realitätsnahe Abschätzung der Energiebilanz und ihrer Komponenten für das Arbeitsgebiet Wuda. Grundlage der Berechnung ist die Aufstellung der Strahlungsbilanz und ihrer Auswirkungen auf die Temperatur der Erdoberfläche. Ausgehend davon lassen sich sowohl Bodentemperaturen, als auch der Verlauf des Wärmestroms im Boden berechnen. Im Laufe der Modellierung werden vorhandene Messreihen einbezogen und ansonsten Modellwerte verwendet. Zur Validierung und anschließenden Verbesserung der Modellergebnisse werden erfasste Oberflächen- und Bodentemperaturen verwendet. Die Abweichung der über den am besten angepassten Modellierungsansatz berechneten von den gemessenen Temperaturen beträgt weniger als 2 °C (s. Abb. 5-13). Aus den Teilergebnissen lässt sich eine durchgängige Gesamtbilanz aufstellen, die alle im Arbeitsgebiet relevanten Energiebilanzgrößen umfasst. Der Verlauf der einzelnen Energiebilanzgrößen über den Tag ist plausibel, die Größenordnung des Bodenwärmestroms jedoch zu groß. Dieser Zusammenhang könnte gegebenenfalls durch eine genaue Bestimmung der physikalischen Parameter aus Proben des Untergrundmaterials korrigiert werden.

Durch die Einbeziehung direkter Messwerte ist eine genaue Beschreibung des bodeninternen Wärmetransports möglich und erzielt dabei, wie der Vergleich mit Messwerten zeigt, eine sehr gute Anpassung an die realen Gegebenheiten. Für die Strahlungsbilanz liegen keine Referenzmessungen vor. Es ist zu erwarten, dass die Beschreibungen der Prozesse in der Atmosphäre und letztendlich die der Strahlungsgrößen im Vergleich dazu deutlich ungenauer sind, was durch künftige Messreihen überprüft werden könnte.

Über die Modellrechnungen können also für einen gegebenen Zeitpunkt Landoberflächentemperaturen einer nicht von einer Temperaturanomalie betroffenen Fläche im Arbeitsgebiet bestimmt werden. Die Modellergebnisse können mit aus thermalen Satellitenaufnahmen über einer Feuerzone flächenhaft abgeleiteten Landoberflächentemperaturen verglichen werden. Liegt die Abweichung über einer definierten Toleranz, könnten die so erfassten Flächen als Anomalien ausgewiesen werden.

7 Ausblick

7.1 In Hinblick auf die Erweiterung der vorliegenden Arbeit und weiterer möglicher Anwendungen der Modellergebnisse

Das vorliegende Modell kann erweitert und damit besser an die lokalen Gegebenheiten angepasst werden um eine höhere Genauigkeit zu erzielen. Dazu sind mehrere Ansätze denkbar. Eine Validierung der Modellergebnisse sowie eine Verbesserung der verwendeten empirischen Ableitungen können durch die Nutzung umfangreicher hochauflösender Messreihen erfolgen (s.u.). Eine Beschreibung des lokalen Atmosphärenzustandes und zugehöriger Parameter (optische Dicke, Aerosolgehalt, etc.) könnte zu einer besseren Charakterisierung der Atmosphäre genutzt werden. Gegebenenfalls kann dies durch direkte Messungen der optischen Dicke oder des Aerosolgehalts der Luft im Arbeitsgebiet ergänzt werden. Eine messtechnische Erfassung und Einbeziehung des Fühlbaren Wärmestroms und der oberflächennahen Gaskonvektion in die Modellrechnungen ist zu empfehlen, da sie insbesondere in den Bodenschichten nahe der Oberfläche eine enorme Abfuhr von Wärmeenergie bedingen. Eine Erweiterung des Modells durch die Nutzung unterschiedlicher Daten meteorologischer Satelliten (z.B. der Oberflächentemperatur, Luftfeuchtigkeit, etc.) ist denkbar. Des Weiteren kann das Modell zur Übertragung auf Arbeitsgebiete anderer naturräumlicher Gegebenheiten erweitert werden. Dabei kann u.a. eine Erweiterung zum Mehrschichtmodell, z.B. zur Berücksichtigung von Lockersediment-/Bodenauflagen, erfolgen.

Die Modellergebnisse können auch für andere Fragestellungen herangezogen werden. Gegebenenfalls ist wiederum eine Erweiterung der Modellrechnungen erforderlich. Das Modell kann beispielsweise den Gültigkeitsbereich zukünftiger Messwerte festlegen und dadurch z.B. auf Messfehler oder unzulässige Messmethoden hinweisen. Für das Arbeitsgebiet ist eine Nutzung des Modells zur Validierung von aus Satellitendaten erfassten Bodentemperaturen möglich. Dadurch kann die plausible Ableitung von Landoberflächentemperaturen im Arbeitsgebiet verbessert werden.

7.2 Ausblick für zukünftige Messungen im Rahmen von Geländearbeiten

Bisher waren direkte Messungen der Strahlungsgrößen und des Bodenwärmestroms auf Grund der im Arbeitsgebiet vorhandenen Gegebenheiten nicht möglich. Zur Verbesserung der Modellergebnisse und der empirischen Funktion zur Ableitung der Oberflächentemperatur wären konsistente Messreihen von Temperaturen über den Zeitraum von mindestens einem Jahr, sowie die gleichzeitige Bestimmung aller relevanten physikalischen Parameter des Untergrundes wünschenswert. Diese Untersuchungen sollten sowohl an von den Feuern unbeeinflussten als auch zu Vergleichszwecken an beeinflussten Stellen erfolgen. Derzeit wird die Installation einer umfangreich ausgerüsteten Messstation zur Messung von Strahlungsbilanztermen und Bodentemperaturen diskutiert. Dabei sollen ebenfalls Langzeitmessreihen der Windgeschwindigkeit, der Luftfeuchte sowie der Luft- und Bodentemperaturen in unterschiedlichen Höhen bzw. Tiefen erfasst werden. Die ein- und ausgehenden kurz- bzw. langwelligen Strahlungsgrößen können unter Verwendung von Pyranometern und Pyrgeometern gemessen werden. Ist eine direkte Messung der Strahlungsgrößen nicht möglich, kann ersatzweise über ein Sonnenphotometer die atmosphärische Dicke bestimmt werden, welche die Grundlage zur Berechnung der Transmissionskoeffizienten für die Atmosphärenkorrektur bildet. Bereits vergleichsweise leicht zu realisierende Messungen minimieren die bei der Modellbildung getroffenen Vereinfachungen damit deutlich.

8 Literaturverzeichnis

Hinweis: Sämtliche Verweise auf im Internet erhältliche Dokumente wurden zuletzt am 17. August 2008 auf ihre Richtigkeit geprüft.

- ALBERTZ, J. (2001): Einführung in die Fernerkundung – Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern. – 2. Aufl., 249. S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- ANLAUF, R., KERSEBAUM, K.C., YA PING, L., NUSKE-SCHÜLER, A., RICHTER, J., SPRINGOB, G., SYRING, K. M., & UTERMANN, J. (1988): Modelle für Prozesse im Boden. – 232. S.; Stuttgart (Enke).
- ARYA, S.P. (2001): Introduction to Micrometeorology. – 2nd Edition, International Geophysics Series, Vol. 79, 2001, 420 S.; San Diego (Academic Press).
- BAEHR, H.D. & STEPHAN, K. (2006): Wärme- und Stoffübertragung. – 5. Aufl., 757 S.; Berlin (Springer).
- BÖKEMEIER, R. (2002): Höllenfahrt durch China. Unterirdische Kohlefeuer.– Geo, 9, 2002: 100-124.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (2006): Reserven, Ressourcen und Verfügbarkeit von Energierohstoffen 2006. Kurzfassung. – 86. S.; Hannover (BGR).
- CLOTHIER, B.E., CLAWSON, K.L., PINTER, P.J., MORAN, M.S., REGINATO, R.J. & JACKSON, R.D. (1986): Estimation of Soil Heat Flux from Net Radiation during the Growth of Alfalfa. – Agricultural and forest Meteorology, Vol. 37, 1986: 319-329.
- DAUGHTRY, C.S.T., KUSTAS, W.P., MORAN, M.S., PINTER, P.J., JACKSON, R.D., BROWN, P.W., NICHOLS, W.D., GAY, L.W. (1990): Spectral Estimates of Net Radiation and Soil Heat Flux. – Remote Sensing of Environment, Vol. 32, 1990: 111-124.
- DEUTSCHE MONTAN TECHNOLOGIE GMBH & BUNDESANSTALT FÜR MATERIALFORSCHUNG UND -PRÜFUNG (2003): Innovative Technologies for Exploration, Extinction and Monitoring of Coal Fires in North China. Understanding self-ignition of coal. – unveröffentlichter Projektbericht WP 2410; 32 S.,
<http://www.coalfire.caf.dlr.de/media/download/results/StudyWP2410a6.pdf>
- EIMERN, J. van & HÄCKEL, H. (1984): Wetter- und Klimakunde. – 4. Aufl., 275 S.; Stuttgart (Ulmer).
- FISCHER, C. & HIRNER, A. (2008): Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum (DFD), DLR, Abt. Umwelt und Sicherheit, mündl. Mitteilungen.

- FISCHER, H.S. & GILGEN, H. (2002): DACHRad – Berechnung der direkten Sonneneinstrahlung in Deutschland, Österreich und der Schweiz. – Bulletin of the Geobotanical Institute ETH, Vol. 68, 2002: 83-94.
- FOKEN, T. (2006): Angewandte Meteorologie. – 2. Aufl., 325 S.; Heidelberg (Springer).
- FUCHS, M. & HADAS, A. (1972): The Heat Flux Density in a non-homogeneous bare loessial Soil. – Boundary Layer Meteorology, Vol. 3, 1972: 191-200.
- GARNIER, B. J. & OHMURA, A. (1968): A Method of Calculation the Dirt Shortwave Radiation Income on Slopes. – Journal of Applied Meteorology, Vol. 7, 1968: 796-800.
- GEIGER, R., ARON, R. H. & TODHUNTER, P. (2003): The Climate near the Ground. – 6. Aufl., 584 S.; Lanham (Rowman & Littlefield).
- GENDEREN, J.L. van & GUAN, H. (1997): Environmental Monitoring of spontaneous Combustion in the North China Coalfields. Final Report to European Commission. – 244 S.; Enschede (ITC).
- HÄCKEL, H. (1999): Meteorologie. – 4. Aufl., 448 S.; Stuttgart (Ulmer).
- HANKS, R.J., ASHCROFT, G.L. (1980): Applied Soil Physics. – 159 S.; Berlin (Springer).
- HARTGE, K.H. & HORN, R. (1991): Einführung in die Bodenphysik. – 2. Aufl., 303 S.; Stuttgart (Enke).
- HILLEL, D. (2004): Introduction to Environmental Soil Physics. – 494 S.; San Diego (Elsevier).
- IDSO, S.B., AASE, J.K. & JACKSON, R.D. (1975): Net Radiation – Soil Heat Flux Relations as influenced by Soil Water Content Variations. – Boundary-Layer Meteorology, Vol. 9, 1975: 113-122.
- IMBODEN, D.M., & KOCH, S. (2003): Systemanalyse. Einführung in die mathematische Modellierung natürlicher Systeme. – 255 S.; Berlin (Springer).
- IQBAL, M. (1983): An Introduction to Solar Radiation. – 390 S.; New York (Academic Press).
- IZIOMON, M.G., MAYER, H. & MATZARAKIS, A. (2003): Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and Parameterization. – Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, Vol. 65, 2003: 1107-1116.
- KASTEN, F. & YOUNG, A.T. (1989): Revised Optical Air Mass Tables and Approximation Formula.- Applied Optics Vol. 28, No. 22, 1989: 4735-4738; Washington (Optical Society of America).
- KLIMADIAGRAMME (2008): Webseite zum Abrufen weltweiter Klimadiagramme.
<http://www.klimadiagramme.de>
- KRONBERG, P. (1985): Fernerkundung der Erde - Grundlagen und Methoden des Remote Sensing in der Geologie. – 394 S.; Stuttgart (Enke).
- KÜNZER, C. (2005): Demarcating Coal Fire Risk Areas based on spectral Test Sequences and partial Unmixing using Multi Sensor Remote Sensing Data. Dissertation TU Wien. – 219 S.; Wien.
- KUSTAS, W.P. & DAUGHTRY, C.S.T. (1990): Estimation of the Soil Heat Flux/ Net Radiation Ratio from spectral Data. – Agricultural and Forest Meteorology, Vol. 49, 1990: 205-223.
- LIEBETHAL, C. & FOKEN, T. (2006): Evaluation of six parameterization approaches for the ground heat flux. – Theoretical and Applied Climatology, Vol. 88, 2007: 43-56.

- LITSCHKE, T. (2005): Innovative Technologies for Exploration, Extinction and Monitoring of Coal Fires in North China. Detailed Mapping of Coal Fire Sites in Combination with In-Situ Flux Measurements of Combustion-Gases to Estimate Gas Flow Blance and Fire Developement (Wuda Coal Field, Inner Mongolia Autonomous Region). Unveröffentlichte Diplomarbeit Universität Duisburg-Essen. – 78 S.; Duisburg-Essen. <http://www.coalfire.caf.dlr.de/media/download/results/Diplomarbeit-Litschke.pdf>
- MONOTEITH, J.L. & UNSWORTH, M. (1990): Principles of Environmental Physics. – 2. Auflage, 291 S.; Oxford (Butterwort-Heinemann).
- Norm DIN 2533 (1979): Normatmosphäre. Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin.
- Projekthomepage (2008): Homepage des Projekts Coal Fire Research. <http://www.coalfire.caf.dlr.de>
- OKE, T.R. (1987): Boundary Layer Climates. – 2nd Edition, 435 S.; Cambridge (University Press).
- QUIN, Z., BERLINER, P. & KARNIELI A. (2002): Numerical Solution of a complete Surface Energy Balance Model for Simulation of Heat Fluxes and Surface Temperature under bare Soil Environment. – Applied Mathematics and Computation, Vol. 130, 2002: 171-200.
- RICHTER, J. (1986): Der Boden als Reaktor. – 239 S.; Stuttgart (Enke).
- ROSEMA, A., Guan, H. & Veld, H. (2000): Simulation of spontaneous combustion, to study the causes of coal fires in the Rujigou Basin. – Fuel, Vol. 80, 2001: 7-16.
- SABINS, F.F. (1997): Remote Sensing – Principles and Interpretation. – 3rd Edition, 494 S.; New York (Freeman and Company).
- SCHULTZ, J. (2002): Die Ökozonen der Erde. – 320 S.; Stuttgart (Ulmer).
- TETZLAFF, A. (2004): Coal Fire Quantification using ASTER, ETM and BIRD Satellite Instrument Data. Dissertation Ludwig Maximilian Universität München. –157 S.; München.
- VOSTEEN, H.-D., SCHELLSCHMIDT, R. (2003): Influence of Temperature on Thermal Conductivity, Thermal Capacity and Thermal Diffusivity for different Types of Rock. –Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 28, 2003: 499-509.
- WCI (2007): Coal Facts 2007 Edition. – Fact Card des World Coal Institutes; London (WCI). http://www.worldcoal.org/assets_cm/files/PDF/fact_card07.pdf
- WEBLING, S. (2007): The Investigation of Underground Coal Fires – Towards a numerical approach for thermally, hydraulically and chemically coupled Processes. Dissertation an der Westfälischen Wilhelms Universität Münster – 157 S.; Münster.
- WIKIPEDIA (2008): Freie Enzyklopädie; www.wikipedia.de
- WUNDERGROUND (2008): Online-Klimadatenbank; www.wunderground.com
- WUTTKE, M. W. (2008): Leibnitz Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), mündl. Mitteilung.
- ZHANG, J. (2004): Spatial and Statistical Analysis of thermal Satellite Imagery for Extraction of Coal Fire related Anomalies. Dissertation TU Wien. – 167 S.; Wien.
- ZHANG, X. (1998): Coal Fires in Northwest China. Detection, Monitoring and Prediction using Remote Sensing Data. Dissertation TU Delft – ITC Publikation 58; 133. S; Delft (ITC).

Anhang

A Ergänzung der Referenzdaten

A.1 Näherungsfunktion für Temperaturen auf Basis einer harmonischen Schwingung

Parameter, die einen zyklischen Verlauf zeigen, wie beispielsweise Temperaturen, können über harmonische Schwingungen beschrieben werden (ARYA, 2001; HILLEL, 2004; etc.). In die Berechnung gehen die Mitteltemperatur T_m ein, um welche die Temperatur schwankt, die Temperaturamplitude A_0 als maximale Auslenkung der Temperaturfunktion und die Winkelfrequenz ω_P , welche die Dauer des Zyklus angibt. Die Periode der Länge P beginnt am Zeitpunkt t_m , an dem bei steigender Temperatur die Mitteltemperatur erreicht wird. Grundlage dieser Betrachtung ist, dass die Mitteltemperatur T_m sich langfristig nicht ändert.

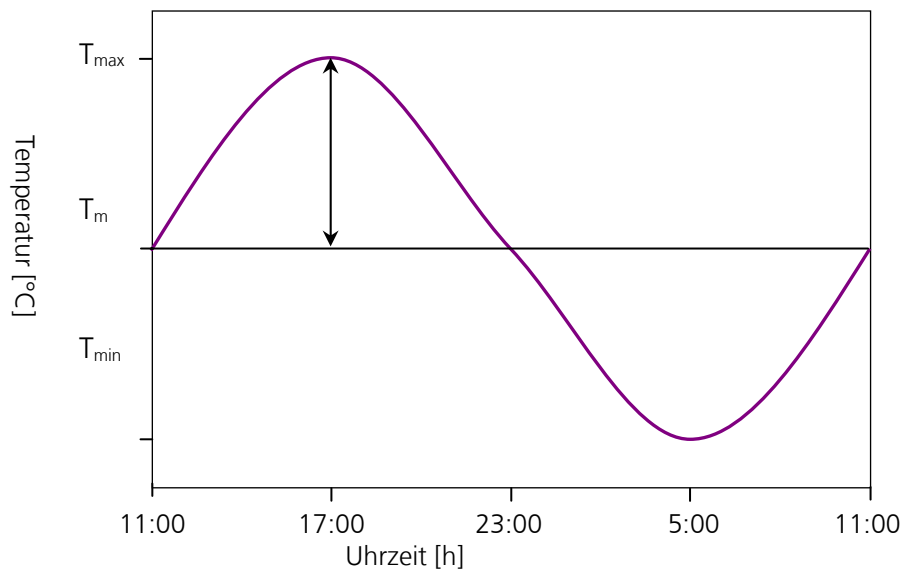


Abb. A-1: Beispiel einer harmonischen Schwingung: Schematische Darstellung des täglichen Temperaturverlaufs an der Oberfläche um das Tagesmittel (verändert nach HILLEL, 2004).

Grundlage: harmonische Schwingung

$$x(t) = A \cdot \sin(\omega t + \Phi) \quad [-]$$

Temperaturwelle an der Oberfläche:

$$T(0,t) = T_{m0} + A_0 \cdot \sin(\omega_P \cdot (t - t_m)) \quad \text{mit } \omega_P = \frac{2\pi}{P} \quad [K]$$

Gl. A-1: Beschreibung einer periodisch veränderlichen Temperatur nach ARYA (2001), HILLEL (2004), etc.

$x(t)$	Auslenkung einer Schwingung zur Zeit t	$[-]$
A	Amplitude (Maximalwert der Auslenkung in eine Richtung)	$[-]$
ω	Winkelfrequenz	$[-]$
t	Zeit	$[s]$
Φ	Phasenverschiebung (Abstand zwischen den Nulldurchgängen zweier Schwingungen)	$[-]$
T_{m0}	Mittlere Temperatur der Oberfläche	$[K]$
A_0	Temperaturamplitude an der Oberfläche	$[K]$
ω_P	Winkelfrequenz des täglichen oder jährlichen Zyklus	$[1/s]$
P	Länge der Periode	$[s]$
t_m	Zeitpunkt, an dem T_m bei steigender Temperatur erreicht wird	$[s]$

Über solche Temperaturfunktionen können realistische Näherungen z.B. für Oberflächen- oder Lufttemperaturen ermittelt werden, die als künstlich generierte Referenzdaten verwendet werden und fehlende Messwerte ersetzen können. Die nötigen Eingabeparameter werden dann geschätzt oder aus partiell vorhandenen Messwerten ermittelt.

B Formeln zur Strahlungsbilanz

Alle Parameter zur Berechnung der Strahlungsbilanz werden nach IQBAL (1983) berechnet.

B.1 Sonnenbahnparameter und extraterrestrische Einstrahlung

Auf Grund der großen Entfernung zwischen Sonne und Erde lassen sich die Sonnenstrahlen als quasiparalleles Strahlenbündel betrachten. Die an einem Ort auftreffende Strahlungsenergie ändert sich mit dem Sonnenstand im Tagesverlauf, über die Jahreszeiten, mit der geographischen Breite und anderen eingehenden Größen.

Position der Sonne im Jahres- und Tagesverlauf

Aus Datum und geographischer Breite können der Tagwinkel und die Deklination der Sonne sowie eine Exzentrizitätskorrektur errechnet werden, die den Stand der Sonne relativ zur Erde über das Jahr hinweg angeben. Aus der Datumsangabe wird die Anzahl der Tage n_d seit dem 1. Januar des Jahres bestimmt (am 1. Januar ist $n_d = 1$). Der Februar wird jedes Jahr mit 28 Tagen einbezogen. Daraus errechnet sich der Tagwinkel ω_d , der die Erddrehung beschreibt.

$$\omega_d = 360 \cdot \frac{(n_d - 1)}{365} = 2\pi \cdot \frac{(n_d - 1)}{365} \quad [^\circ, \text{rad}]$$

Gl. B-2: Tagwinkel.

ω_d	Tagwinkel	$[^\circ, \text{rad}]$
n_d	Anzahl der Tage seit dem 1. Januar	$[-]$

Die Deklination δ gibt den Winkelabstand zwischen der Äquatorebene und der Ebene, in der die Sonnenstrahlen verlaufen, an. Sie ist eine Funktion des Tages im Jahr, also des Tagwinkels und hängt kaum von der Tageszeit ab (Abb. B-2 a). Im Sommer jeder Halbkugel ist die Deklination positiv definiert.

$$\begin{aligned}
\delta &= 0,006918 \\
&- 0,399912 \cdot \cos(\omega_d) + 0,070257 \cdot \sin(\omega_d) \\
&- 0,006758 \cdot \cos(2\omega_d) + 0,000907 \cdot \sin(2\omega_d) \\
&- 0,002697 \cdot \cos(3\omega_d) + 0,001480 \cdot \sin(3\omega_d)
\end{aligned}
\quad [\text{rad}]$$

Gl. B-3: Deklination der Sonne.

δ	Deklination	[°, rad]
ω_d	Tagwinkel	[°, rad]

Zur genauen Berechnung der Sonnenposition im Tagesverlauf ist die Angabe der wahren Ortszeit sinnvoll, um u.a. den Sonnenhöchststand um 12 Uhr wahrer Ortszeit zu erhalten. Zunächst wird die mittlere Ortszeit t_{MOZ} ermittelt, die eine durchgängige Zeitangabe, unabhängig von der entsprechenden Zeitzone, ist. Dabei wird die Differenz zwischen geographischer Länge des Standpunkts und des Meridians, auf den sich die Zeitzone bezieht, in eine Zeitabweichung umgerechnet und zur Zonenzeit addiert bzw. von ihr subtrahiert. Pro Grad Abweichung erfolgt eine Korrektur um jeweils vier Minuten. Für eine geographische Länge östlich des Meridians von Greenwich gilt das Pluszeichen.

$$t_{\text{MOZ}} = t_{\text{zone}} \pm (\psi - \psi_{\text{zone}}) \cdot \frac{4}{60} \quad [\text{h}]$$

Gl. B-4: Mittlere Ortszeit.

t_{MOZ}	Mittlere Ortszeit	[h]
ψ	Geographische Länge des Standpunkts	[°]
ψ_{zone}	Geographische Länge des Zonenmeridians	[°]
t_{zone}	Zonenzeit	[h]

Die Korrekturfunktion der Zeitgleichung E_T (Equation of Time) korrigiert die ungleichmäßige Rotation der Erde und gleicht aus, dass die Sonne jenseits des Äquators nicht jeden Tag um 12 Uhr mittags am höchsten steht. Die Abweichung beträgt je nach Jahreszeit bis zu 16 Minuten. Gründe hierfür sind die Neigung der Erdachse gegenüber der Ekliptik, die elliptische Umlaufbahn der Erde und weitere kurzperiodische Schwankungen der Erdachse. Diese Abhängigkeit von mehreren Faktoren unterschiedlicher Periode zeigt sich in ihrem Jahresverlauf, der über das Jahr hinweg vier Extremwerte aufweist (Abb. B-2 c).

$$E_T = (0,000075 + 0,001868 \cdot \cos(\omega_d) - 0,032077 \cdot \sin(\omega_d) - 0,014615 \cdot \cos(2\omega_d) - 0,04089 \cdot \sin(2\omega_d)) \cdot 229,18/60 \quad [\text{h}]$$

Gl. B-5: Korrekturfunktion der Zeitgleichung.

E_T	Korrekturfunktion der Zeitgleichung	[h]
ω_d	Tagwinkel	[°, rad]
229,18/60	Faktor zur Umrechnung in Stunden	[-]

Nach Addieren der Korrekturfunktion der Zeitgleichung zur mittleren Ortszeit erhält man die wahre Ortszeit t_w , eine über das Jahr gesehen nicht gleichmäßig verlaufende Zeit, in der der Sonnenhöchststand jeweils um 12 Uhr Mittags erreicht wird. Aus ihr kann der Stundenwinkel ω_h ermittelt werden, der den Tagesgang der Sonne als Winkel zwischen dem Südmeridian und dem Sonnenmeridian und somit die Abweichung der Sonnenposition von der Südrichtung angibt. Ausgehend vom Nullpunkt am Sonnenhöchststand ändert sich der Stundenwinkel jede Stunde um 15° (vormittags positiv).

$$t_w = E_T + t_{\text{MOZ}} \\ = E_T + t_{\text{zone}} \pm (\psi - \psi_{\text{zone}}) \cdot \frac{4}{60} \quad [\text{h}]$$

$$\omega_h = 15 \cdot (12 - t_w) \\ = 180 - 15 \cdot t_w \quad [^\circ]$$

$$\omega_h = (180 - 15 \cdot t_w) \cdot \frac{\pi}{180} \\ = (1 - 0,083 \cdot t_w) \cdot \pi \quad [\text{rad}]$$

Gl. B-6: Wahre Ortszeit und Stundenwinkel.

t_w	Wahre Ortszeit (Zeit mit der gerechnet wird)	[h]
E_T	Korrekturfunktion der Zeitgleichung	[h]
t_{MOZ}	Mittlere Ortszeit	[h]
ψ	Geographische Länge des Standpunkts	[°]
ψ_{zone}	Geographische Länge des Zonenmeridians	[°]
t_{zone}	Zonenzeit	[h]
ω_h	Stundenwinkel	[°, rad]

Einstrahlwinkel

Aus dem mit dem Stundenwinkel bekannten Sonnenstand lassen sich verschiedene Einstrahlwinkel sowie die astronomische Sonnenscheindauer berechnen. Eine Angabe dieses Winkel ist ausschließlich für die Zeit nötig, in der die Sonne über dem Horizont steht, d.h. der momentane Stundenwinkel kleiner als der Stundenwinkel bei Sonnenauf- bzw. -untergang ist.

Der Höhenwinkel θ_s bezeichnet mit der Sonnenhöhe über dem Horizont den Winkel zwischen den Sonnenstrahlen und der Horizontalen, während der Zenitwinkel θ_z den Winkel zwischen dem Himmelspunkt direkt über dem Beobachter und den Sonnenstrahlen beschreibt. In der Summe ergeben sie 90° . Da sie sich ausschließlich aus der geographischen Position, dem Sonnenstand im Jahresverlauf und der Uhrzeit berechnen, ist dabei unerheblich, ob die bestrahlte Fläche geneigt ist oder nicht. Abb. B-2 d zeigt die Veränderung des Zenitwinkels am Sonnenhöchststand über das Jahr.

$$\begin{aligned}\sin\theta_s &= \cos\theta_z = 90 - \theta_z \\ &= \sin\delta \cdot \sin\Theta + \cos\delta \cdot \cos\Theta \cdot \cos\omega_h\end{aligned}\quad [-]$$

$$\begin{aligned}\cos\theta_z &= \sin\theta_s = 90 - \theta_z \\ &= \sin\delta \cdot \sin\Theta + \cos\delta \cdot \cos\Theta \cdot \cos\omega_h\end{aligned}\quad [-]$$

Gl. B-7: Höhen- und Zenitwinkel der Sonne.

θ_s	Höhenwinkel der Sonne über dem Horizont	[°, rad]
θ_z	Zenitwinkel	[°, rad]
δ	Deklination	[°, rad]
Θ	Geographische Breite	[°, rad]
ω_h	Stundenwinkel	[°, rad]

Das Sonnenazimut gibt den Winkelabstand der Sonne von der Südrichtung an. Am Sonnenhöchststand ist es 0, während es bei Sonnen auf- bzw. –Untergang genau 90° beträgt. Zusammen mit dem Höhenwinkel ist so eine vollständige Definition des Sonnenstandes möglich.

$$\cos\varphi = \frac{\sin\theta_s \cdot \sin\Theta - \sin\delta}{\cos\theta_s \cdot \cos\Theta}\quad [°, rad]$$

Gl. B-8: Sonnenazimut.

φ	Sonnenazimut (Süden 0°, östl. +, westl. -)	[°, rad]
δ	Deklination	[°, rad]
θ_s	Höhenwinkel	[°, rad]
Θ	Geographische Breite	[°, rad]

Bei Angabe des Einstrahlwinkels θ_n (Winkel zwischen der Flächennormalen und den Sonnenstrahlen) werden zusätzlich noch die durch Flächenneigung und Azimut angegebene Exposition der betrachteten Fläche einbezogen. Eine Herleitung der Berechnungsformel für θ_n ist bei GARNIER & OHMURA (1968) zu finden. Bei Betrachtung einer horizontalen Fläche ($\beta = \gamma = 0$) kann die Berechnungsformel entsprechend vereinfacht werden.

$$\begin{aligned} \cos\theta_n &= (\sin\theta \cdot \cos\beta - \cos\theta \cdot \sin\beta \cdot \cos\gamma) \cdot \sin\delta \\ &\quad + (\cos\theta \cdot \cos\beta + \sin\theta \cdot \sin\beta \cdot \cos\gamma) \cdot \cos\delta \cdot \cos\omega_h \\ &\quad + \cos\delta \cdot \sin\beta \cdot \sin\gamma \cdot \sin\omega_h \end{aligned} \quad [-]$$

$$\cos\theta_{n\perp} = \sin\theta \cdot \sin\delta + \cos\theta \cdot \cos\delta \cdot \cos\omega_h \quad [-]$$

Gl. B-9: Einstrahlwinkel der Sonne für eine beliebig orientierte und vereinfacht für eine horizontale Fläche.

θ_n	Einstrahlwinkel für eine beliebig orientierte Fläche	[°, rad]
$\theta_{n\perp}$	Einstrahlwinkel für eine horizontale Fläche	[°, rad]
θ	Geographische Breite	[°, rad]
β	Flächenneigung	[°, rad]
γ	Flächenazimut (Süden 0°, östl. +, westl. -)	[°, rad]
δ	Deklination	[°, rad]
ω_h	Stundenwinkel	[°, rad]

Der Einstrahlwinkel gibt den genauen Stand der Sonne relativ zur betrachteten Fläche über den Tagesverlauf an und ist damit der Parameter, für den alle Strahlungsgrößen berechnet werden. Für Darstellungen wird aus Gründen der Übersichtlichkeit weiterhin die geläufige Uhrzeit (= Zonenzeit) verwendet.

Der Zusammenhang zwischen den drei Winkeln, die die Sonnenposition relativ zu einer definierten Ebene oder Richtung angeben, ist bei Betrachtung von Höhen- und Zenitwinkel für eine horizontale und eine geneigte Flächen gleich, bei Berücksichtigung des Einstrahlwinkels jedoch unterschiedlich.

für horizontale Flächen gilt: $\theta_{s\perp} = 90 - \theta_{z\perp} = 90 - \theta_{n\perp}$ [°]

für geneigte Flächen gilt: $\theta_{s\angle} = 90 - \theta_{z\angle} = 90 - \theta_{n\angle} - \beta$ [°]

Gl. B-10: Zusammenhang zwischen Höhen-, Zenit und Einstrahlwinkel der Sonne.

θ_s	Höhenwinkel	[°, rad]
θ_z	Zenitwinkel	[°, rad]
θ_n	Einstrahlwinkel	[°, rad]
β	Flächenneigung	[°, rad]
\perp	Auf eine horizontale Fläche bezogen	[-]
\angle	Auf eine beliebig geneigte Fläche bezogen	[-]

Der Stundenwinkel bei Sonnenauf- und -untergang $\omega_{h\ SA}$ bzw. $\omega_{h\ SU}$ kann für $\cos \theta_n = 90^\circ = \pi/2$ aus der Gleichung des Einstrahlwinkels auf eine horizontale Fläche berechnet werden. Für ein nahezu flaches Gelände ist diese Näherung ausreichend, während bei starker Topographie die Erhöhung des Horizonts und die Neigung der Fläche einbezogen werden müssten, um eine eventuelle Abschattung vor der Sonne zu berücksichtigen.

$$\omega_{h-SA, SU} = \arccos\left(-\frac{\sin\Theta \cdot \sin\delta}{\cos\Theta \cdot \cos\delta}\right) = \arccos(-\tan\Theta \cdot \tan\delta) \quad [^\circ]$$

Gl. B-11: Stundenwinkel bei Sonnenauf- und -untergang.

ω_{h-}	Stundenwinkel für eine horizontale Fläche	[°, rad]
$\omega_{h\ SA}$	Stundenwinkel bei Sonnenaufgang	[°, rad]
$\omega_{h\ SU}$	Stundenwinkel bei Sonnenuntergang	[°, rad]
Θ	Geographische Breite	[°]
δ	Deklination	[°]

Nach Umrechnung von $\omega_{h\ SA}$ und $\omega_{h\ SU}$ zunächst in die wahre Ortszeit und anschließend in die Zonenzeit kann die astronomische Sonnenscheindauer in Stunden ermittelt werden.

Eine Korrektur der jahreszeitlichen Schwankung des Abstandes zwischen Erde und Sonne erfolgt über den Exzentrizitätsfaktor f_{ex} . Er berechnet sich aus dem Quadrat des Verhältnisses des mittleren zum momentanen Abstand Erde - Sonne und wird aus dem Tagwinkel berechnet.

$$\begin{aligned} f_{ex} &= (r_0/r)^2 \\ &= 1,000110 \\ &\quad + 0,034221 \cdot \cos(\omega_d) + 0,001280 \cdot \sin(\omega_d) \\ &\quad + 0,000719 \cdot \cos(2\omega_d) + 0,000077 \cdot \sin(2\omega_d) \end{aligned} \quad [-]$$

Gl. B-12: Korrekturfaktor der Erdexzentrizität.

f_{ex}	Korrekturfaktor der Erdexzentrizität	[-]
r_0	Mittlerer Abstand Erde-Sonne	[km]
r	Momentaner Abstand Erde-Sonne	[km]
ω_d	Tagwinkel	[°, rad]

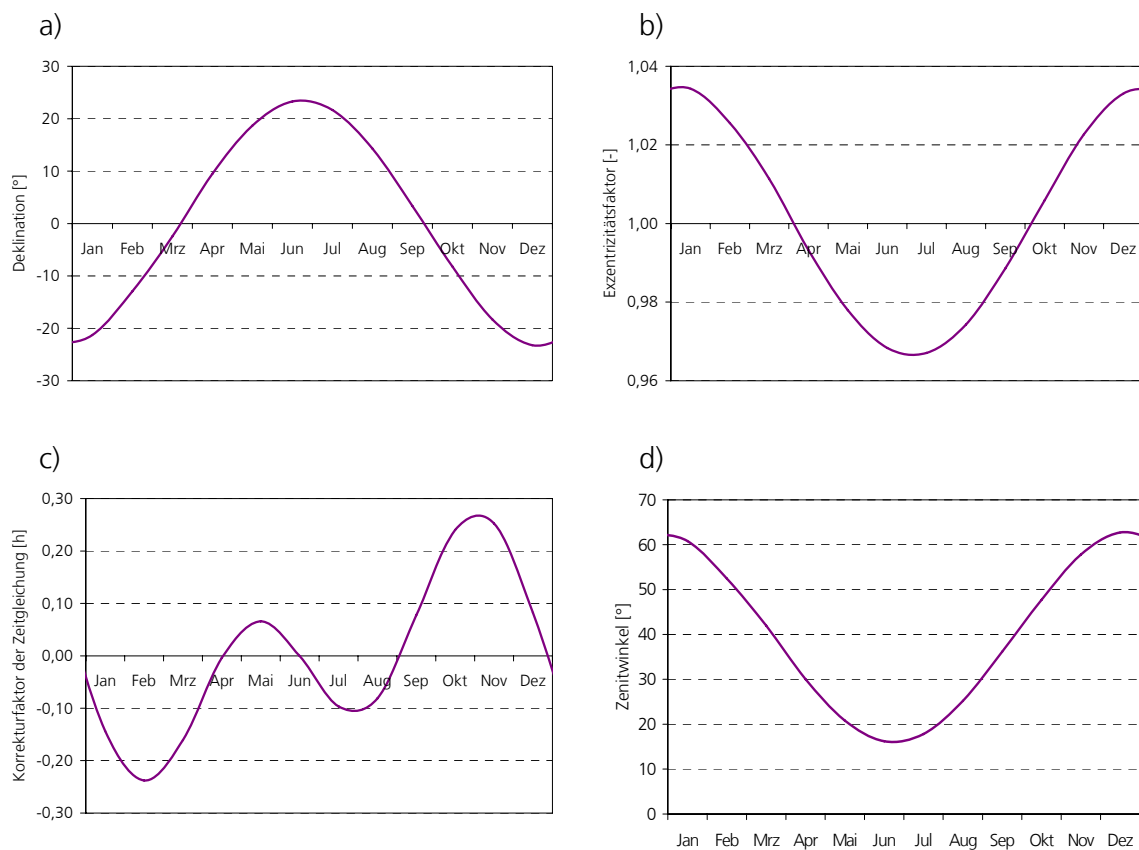


Abb. B-2: Jahresgang der Deklination, des Korrekturfaktors der Erdexzentrizität, der Korrektur der Zeitgleichung und des Zenitwinkels am Sonnenhöchststand (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).

Die Deklination (a) ist im Sommer jeder Erdhalbkugel positiv, was zu einer relativen Zunahme der Strahlungsenergie in dieser Zeit führen muss, da die Strahlen vergleichsweise steil auftreten. Dieser Effekt wird überlagert vom Einfluss des schwankenden Sonnenabstandes. Ein Exzentrizitätsfaktor < 1 , wie er im Sommer auftritt, bedeutet einen im Vergleich zum Mittelwert größeren Sonnenabstand und damit eine verminderte Einstrahlung (b). Beide Effekte schwächen sich also gegenseitig ab. Der Jahresgang der Korrekturfunktion der Zeitgleichung ist eine unregelmäßige Kurve mit vier Extremwerten (c). Sie entsteht durch die Überlagerung aller Effekte, die zur Unregelmäßigkeit der Erdbahn beitragen. Der Zenitwinkel im Sonnenhöchststand zeigt für das Arbeitsgebiet (geographische Breite von ca. 40° N) über das Jahr eine Varianz von etwa 45° (d). Im Winter ist er groß und die Sonne steht nur wenig über dem Horizont, während er im Sommer gering ist, was bedeutet, dass die Sonne näher am Zenit steht und die Strahlen daher steiler auftreten.

B.2 Atmosphärenkorrektur

Je länger der Weg eines Strahlenbündels durch die Atmosphäre ist, desto mehr Extinktionsprozesse können stattfinden. Die Länge dieses Weges, der auf Grund der Brechung in der Atmosphäre leicht gekrümmt verläuft, lässt sich durch die relative optische Luftmasse m_{ro} angeben. KASTEN und YOUNG (1989) berechneten aus dem Sonnenstand eine exakte Formel für das Luftdichteprofil der Standardatmosphäre und vereinfachten diese zu der in der Literatur gängigen und auch hier verwendeten Formel. Die relative optische Luftmasse wird von dem mit steigender Höhe abnehmenden Luftdruck und der gleichzeitig abnehmenden Anzahl an Absorbern beeinflusst. Die deshalb nötige Höhenabhängigkeit wird durch die zusätzliche Einbeziehung einer Luftdruckkorrektur erreicht, was zur absoluten optischen Luftmasse m_a führt. Das Verhältnis des Luftdrucks eines gegebenen Ortes zum Standardluftdruck auf Meereshöhe kann aus Messwerten berechnet oder aus der topographischen Höhe abgeschätzt werden.

$$m_{ro} = \frac{1}{\cos(\theta_z) + c \cdot (90 + d - \theta_z)^{-e}} \quad [-]$$

$$\frac{p_{ort}}{p_{NN}} = \exp(-0,0001184 \cdot z) \quad [-]$$

$$m_a = \frac{p_{ort}}{p_{NN}} \cdot m_{ro} \quad [-]$$

$$= \exp(-0,0001184 \cdot h) \cdot \frac{1}{\cos(\theta_z) + c \cdot (90 + d - \theta_z)^{-e}}$$

Gl. B-13: Relative und absolute optische Luftmasse und Abschätzung des Luftdrucks aus der topographischen Höhe.

m_{ro}	Relative optische Luftmasse	[-]
θ_z	Zenitwinkel	[°]
c, d, e	Konstanten nach KASTEN & YOUNG (1989) $c = 0,50572$ $d = 6,07995$ $e = 1,6364$	[-]
p_{ort}	Lokaler Luftdruck	[mbar]
p_{NN}	Standardluftdruck auf Meereshöhe	[mbar]
h	Topographische Höhe	[m]
m_a	Absolute optische Luftmasse	[-]

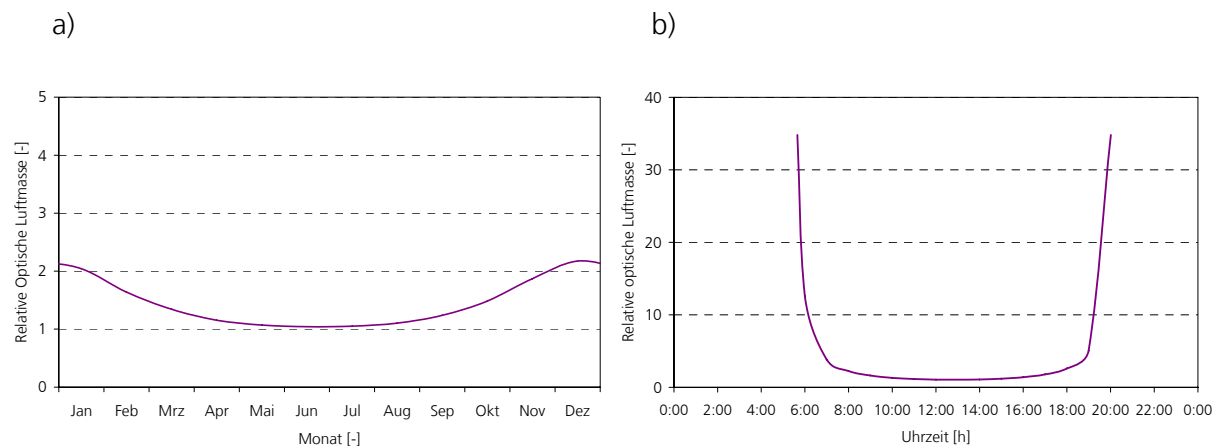


Abb. B-3: Jahres- und Tagesgang der relativen optischen Luftmasse (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).

Der Jahresgang (a) zeigt hier jeweils die Tagesminima, die zur Zeit des Sonnenhöchststandes um 12 Uhr wahrer Ortszeit auftreten. Im Sommerhalbjahr ist die Atmosphärendicke und damit auch die Strahlungsabsorption geringer, da die Sonnenstrahlen die Atmosphäre steiler durchlaufen und der Weg entsprechend kürzer ist. Genauso ist der Einfluss über den Tag (b) gesehen am geringsten, wenn die Sonne am höchsten steht. Das Maximum der Atmosphärendicke von 38,09 wird erreicht, wenn die Sonne genau am Horizont steht (KASTEN und YOUNG, 1989).

Nach KASTEN und YOUNG (1989) ist die Abweichung des über diese Formel errechneten Wertes vom exakten Wert kleiner als 0,5 %.

Die Abschwächung der Solarstrahlung beim Durchgang durch die Erdatmosphäre wird nach Kap. 4.3.1 durch Transmissionskoeffizienten beschrieben. Um ihre starke Wellenlängenabhängigkeit zu erfassen, müssten die spektralen Transmissionskoeffizienten über alle Wellenlängenbereiche integriert werden. Zur Vermeidung dieses aufwendigen Schritts werden hier gängige Näherungsformeln nach BIRD & HULSTROM, zitiert in IQBAL (1983), verwendet. Der Ansatz berücksichtigt den Wellenlängenbereich zwischen 0,3 und 3 μm und umfasst damit die Hauptintensität des auftretenden Sonnenspektrums. Für eine Erweiterung auf ein breiteres Spektrum des betrachteten Wellenlängenbereiches wird bei der Errechnung der Gesamttransmissivität für die direkte Strahlung der Faktor 0,9751 einbezogen. Für in die Formeln eingehende Parameter wie die horizontale Sichtweite s_{vis} , die Höhe der kondensierten Wasserdampfsäule in der Atmosphäre h_w und die vertikale Ozonsäule h_{O_3} werden nach BAEHR & STEPHAN (2006) und IQBAL (1983) gängige Näherungswerte verwendet.

$$\tau_R = \exp(-0,0903 \cdot m_a^{0,84} \cdot (1 + m_a - m_a^{1,01})) \quad [-]$$

$$\tau_{Ae} = [0,97 - 1,265 \cdot (s_{vis})^{-0,66}] m_a^{0,9} \quad [-]$$

$$\tau_w = 1 - \frac{2,4959 \cdot h_w \cdot m_{ro}}{(1 + 79,034 \cdot h_w \cdot m_{ro})^{0,6828} + 6,385 \cdot h_w \cdot m_{ro}} \quad [-]$$

$$\tau_{Oz} = 1 - \left[\frac{0,1611 \cdot h_{Oz} \cdot m_{ro}}{(1 + 139,48)^{0,3035}} - \frac{0,002715 \cdot h_{Oz} \cdot m_{ro}}{1 + 0,044 \cdot h_{Oz} \cdot m_{ro} + 0,0003 \cdot (h_{Oz} \cdot m_{ro})^2} \right] \quad [-]$$

$$\tau_G = \exp(-0,0127 \cdot m_a^{0,26}) \quad [-]$$

$$\begin{aligned} \rightarrow \tau_{\text{direkt}} &= 0,9751 \cdot \prod_{i=1}^{i=j} \tau_i \\ &= 0,9751 \cdot (\tau_R \cdot \tau_{Ae} \cdot \tau_w \cdot \tau_{Oz} \cdot \tau_G) \end{aligned} \quad [-]$$

Gl. B-14: Transmissionskoeffizienten und Gesamttransmissivität für die direkte Strahlung.

τ_R	Transmissivität durch Rayleigh-Streuung	[-]
τ_{Ae}	Transmissivität durch Streuung und Absorption durch Aerosole	[-]
τ_w	Transmissivität durch Absorption durch Wasserdampf	[-]
τ_{Oz}	Transmissivität durch Absorption durch Ozon	[-]
τ_G	Transmissivität durch Absorption durch Atmosphäregase	[-]
τ_{direkt}	Transmissivität der Atmosphäre für direkte Strahlung	[-]
m_a	Absolute optische Luftmasse	[-]
m_{ro}	Relative optische Luftmasse	[kg/m ²]
s_{vis}	Horizontale Sichtweite (zwischen 5 und 180 km)	[km]
h_w	Höhe der kondensierten Wasserdampfsäule der Atmosphäre	[cm]
h_{Oz}	Höhe der vertikalen Ozonsäule der Atmosphäre	[cm]
j	Anzahl der berücksichtigten Dämpfungsfaktoren	[-]

Die Atmosphärenkorrektur für die diffuse Strahlung verwendet weitgehend die gleichen Transmissionskoeffizienten. Zusätzlich wird aus der Aerosoltransmission ein weiterer Transmissionsfaktor ermittelt, der allein durch Absorption und nicht durch Streuung an Aerosolen entsteht.

$$\tau_{Ae}^{abs} = 1 - [0,1 \cdot (1 - \tau_{Ae}) \cdot (1 - m_a + m_a^{1,06})] \quad [-]$$

Gl. B-15: Zusätzlicher Transmissionskoeffizient für diffuse Strahlung.

τ_{Ae}^{abs}	Transmissivität allein durch Absorption durch Aerosole	[-]
τ_{Ae}	Transmissivität durch Streuung und Absorption durch Aerosole	[-]
m_a	Absolute optische Luftmasse	[-]

B.3 Herleitung des Verhältnisses r_b zur Beschreibung der Einstrahlung auf beliebig orientierte Flächen

Eine geneigte Fläche nimmt stets eine andere Energiemenge auf als eine horizontal orientierte Fläche. Der Korrekturfaktor r_b zur Beschreibung dieser Abweichung wird aus dem Verhältnis der direkten Bestrahlungsstärke auf eine geneigte Fläche zu der einer horizontalen Fläche abgeleitet. Da Zenit- und Einstrahlwinkel für eine horizontale Fläche gleich sind, wird statt dem Einstrahlwinkel der horizontalen Fläche der Zenitwinkel bei der Einstrahlungsberechnung verwendet. Er ist unabhängig von der Flächenneigung und ist somit für eine horizontale und eine geneigte Fläche gleich.

$$I_{\text{direkt} \rightarrow} = I_{0 \rightarrow} \cdot \tau_{\text{direkt}} = I_{0 \perp} \cdot \cos \theta_{n \rightarrow} \cdot \tau_{\text{direkt}} \quad [\text{W/m}^2]$$

$$I_{\text{direkt} \angle} = I_{0 \angle} \cdot \tau_{\text{direkt}} = I_{0 \perp} \cdot \cos \theta_{n \angle} \cdot \tau_{\text{direkt}} \quad [\text{W/m}^2]$$

Die beiden Gleichungen werden durcheinander dividiert. Anschließende Umformung führt zu:

$$\begin{aligned} I_{\text{direkt} \angle} &= I_{\text{direkt} \rightarrow} \cdot \frac{I_{0 \perp} \cdot \cos \theta_{n \angle} \cdot \tau_{\text{direkt}}}{I_{0 \perp} \cdot \cos \theta_{n \rightarrow} \cdot \tau_{\text{direkt}}} \\ &= I_{\text{direkt} \rightarrow} \cdot \frac{\cos \theta_{n \angle}}{\cos \theta_{n \rightarrow}} \end{aligned} \quad [\text{W/m}^2]$$

Mit $\theta_{n \rightarrow} = \theta_{z \rightarrow} = \theta_{z \angle}$ ergibt sich:

$$\begin{aligned} I_{\text{direkt} \angle} &= I_{\text{direkt} \rightarrow} \cdot \frac{\cos \theta_n}{\cos \theta_z} \\ &= I_{\text{direkt} \rightarrow} \cdot r_b \end{aligned} \quad [\text{W/m}^2]$$

Und damit die Definition des Verhältnisses r_b :

$$r_b = \frac{\cos \theta_n}{\cos \theta_z} \quad [\text{W/m}^2]$$

Gl. B-16: Herleitung des Korrekturfaktors zur Berechnung der Einstrahlung auf geneigte Flächen.

$I_{\text{direkt} \rightarrow}$	Direkte Einstrahlung auf eine horizontale Fläche	$[\text{W/m}^2]$
$I_{\text{direkt} \perp}$	Direkte Einstrahlung bei senkrechtem Einfallen der Strahlen	$[\text{W/m}^2]$
θ_n	Einstrahlwinkel	$[\circ]$
θ_z	Zenitwinkel	$[\circ]$
$I_{0 \perp}$	Extraterrestrische Einstrahlung bei senkrechtem Einfallen der Strahlen	$[\text{W/m}^2]$
τ_{direkt}	Transmissivität der Atmosphäre für direkte Strahlung	$[-]$
$I_{\text{direkt} \angle}$	Direkte Einstrahlung auf eine beliebig orientierte Fläche	$[\text{W/m}^2]$
r_b	Verhältnis zur Berechnung der Einstrahlung auf geneigte Flächen	$[-]$

Ob eine geneigte Fläche mehr oder weniger Strahlung als eine horizontale aufnimmt, ist von der geographischen Breite, vom Monat und von der Neigung abhängig. Je nachdem ist r_b kleiner oder größer als 1. Das Verhältnis r_b wird zur Berechnung von direkter und diffuser Strahlung auf eine geneigte Fläche verwendet.

C Datensätze

C.1 Eingabewerte für die Modellierung

Die folgenden Tabellen enthalten die zur Modellierung verwendeten Parameter und Messwerte sowie deren Herkunft. Die Werte wurden entweder direkt aus den angegebenen Quellen übernommen oder die angegebene Quelle bildet die Grundlagen zur Ableitung des Parameters. Dabei gelten folgende Abkürzungen:

- 1) IQBAL (1983)
- 2) MONOTHEITH & UNSWORTH (1990)
- 3) Mündliche Mitteilung durch WUTTKE (2008)
- 4) Mündliche Mitteilung durch FISCHER & HIRNER (2008)
- 5) WUNDERGROUND (2008)

Die Spalte "MW" enthält die Angabe, ob ein Messwert verwendet wurde (MW) oder ein Messwert einbezogen werden kann, sollten für diese Größe künftig Messwerte vorliegen (+). Wird hier von „Mittelwert“ gesprochen, ist stets das arithmetische Mittel gemeint.

Zeitlich konstante Eingabewerte

		Einheit	Wert	MW	Herkunft	Bemerkungen
Datum & Uhrzeit:						
Messtag	-	-	24.5.2008			
Lokalität Wuda						
Untergrundmaterial	-	-	Sandstein		4)	
Geographische Länge	ψ	°	106,63	MW	4)	
Geographische Breite	θ	°	39,5	MW	4)	
Topographische Höhe	z	m	1200	MW	4)	
Geogr. Länge des Zonenmeridians	ψ_{zone}	°	120		4)	
Flächeneigenschaften						
Neigungswinkel	β	°	0			
Azimet	γ	°	0			S 0°, E. +, W -
Oberflächeneigenschaften						
Albedo der Oberfläche	ζ_{Boden}	-	0,27	+	1)	sandbedeckter Boden
Langwelliger Emissionsfaktor	ϵ_{Boden}	-	0,93	+	1)	sandbedeckter Boden
Albedo der Erde	ζ_{Erde}	-	0,2		1)	

Atmosphären- und Lufteigenschaften						
Vert. Ozonschichtdicke	h_{O_3}	cm	0,3	+	1)	
Spez. Wärmekapazität der Luft	$c_{w \text{ Luft}}$	J/kgK	1010	+	2)	
Dichte Luft	ρ_{Luft}	kg/m ³	1,2	+	2)	
Bodeneigenschaften						
Porosität	-	-	0,055	MW	3)	Mittelwert der Messungen
Wärmeleitfähigkeit	Λ	W/m K	2,3	MW	3)	Mittelwert der Messungen
Spez. Wärmekapazität	c_w	J/kg K	812	+		berechnet aus der Porosität und den Wärmekapazitäten von Quarz und Luft
Dichte	ρ	kg/m ³	2514	+		berechnet aus der Porosität und der Dichte von Quarz
Materialparameter						
Dichte Quarz	ρ_{Quarz}	kg/m ³	2660		2)	
Dichte Luft	ρ_{Luft}	kg/m ³	1,2		2)	
Spez. Wärmekapazität von Quarz	$c_{w \text{ Quarz}}$	J/kg K	800		2)	
Spez. Wärmekapazität von Luft	$c_{w \text{ Luft}}$	J/kg K	1010		2)	
Konstanten						
Standardluftdruck auf Meereshöhe	p_{NN}	hPa	1013,25		1)	
Mittlerer Abstand Erde-Sonne	r_0	km	$149,6 \cdot 10^6$		1)	
Solarkonstante	c_{solar}	W/m ²	1367		1)	
Stefan-Boltzmann-Konstante	σ	W/m ² K ⁴	$5,669 \cdot 10^{-8}$		1)	

Zeitlich variable Eingabewerte

		Einheit	Wert	MW	Herkunft	Bemerkungen
Mittlere Jahrestemperatur von Luft und Boden	$T_m \text{ Jahr}$	°C	10,70	+	5)	3-Jahres-Mittelwert der Lufttemperaturen
Horizontale Sichtweite	s_{vis}	km	13,00	+	5)	zwischen 5 u 180 km
Luftdruck	p_{ort}	hPa	879,05	+		Durchschnittswert der Monatsmittel
Lufttemperaturen						
Jährliche Amplitude der Lufttemperatur	$A_{\text{Luft Jahr}}$	K, °C	20,60	+	5)	Rechenwert aus der Höhe
Zeitpunkt, wann $T_m \text{ Luft Jahr}$ erreicht wird	$t_m \text{ Luft Jahr}$	-	1.4.2008	+	5)	aus Tagesmitteln
Tägliche Amplitude der Lufttemperatur	$A_{\text{Luft Tag}}$	K, °C	16,4	+	5)	1. April
Zeitpunkt, wann $T_m \text{ Luft Tag}$ erreicht wird	$t_m \text{ Luft Tag}$	h	7,75	MW	5)	aus verwendeten Lufttemperaturen bei ansteigender Temperatur
						Jahresmittel

Oberflächentemperaturen						
Jährliche Amplitude der Oberflächentemperatur	$A_0 \text{ Jahr}$	K, °C	18,00	+	-	Abschätzung
Zeitpunkt, wann $T_{m \ 0 \ \text{Jahr}}$ erreicht wird	$t_{m \ \text{Jahr}}$	-	15.4.2008	+	-	angenommen, dass T_0
Tägliche Amplitude der Oberflächentemperatur	$A_0 \text{ Tag}$	K, °C	18,00	MW	4)	T_{Luft} etwas hinterherhinkt aus beispielhafter Kurve der Thermalkamera bestimmt
Zeitpunkt, wann $T_{m \ 0 \ \text{Tag}}$ erreicht wird	$t_{m \ 0 \ \text{Tag}}$	h	9,00	+	-	angenommen, dass T_0
						T_{Luft} etwas hinterherhinkt

Zur Modellierung verwendete Temperaturen

		Einheit	Herkunft		Bemerkungen			
Jährliche Lufttemperaturen Modellwerte	$T_{\text{Luft Jahr}}$	°C	aus Sinusabschätzung		Tagesmitteltemperaturen der Monatsmittel auf Grundlage von 5)			
	15. Jan -9,19	15. Feb -3,71	15. Mrz 4,76	15. Apr 15,62	15. Mai 24,85	15. Juni 30,50	15. Jul 30,73	15. Aug 25,48
	15. Sept 16,13	15. Okt 5,61	15. Nov -3,84	15. Dez -9,15		24.5.08 26,99		
Tägliche Lufttemperaturen	$T_{\text{Luft Tag}}$	°C	5)		3-stündliche Lufttemperaturen in Höhe von 2 m extrapoliert auf stündliche Temperaturen			
	1:00	2:00	3:00	4:00	5:00	6:00	7:00	8:00
	19,3	17,0	15,4	14,3	14,0	15,0	16,9	19,0
	9:00	10:00	11:00	12:00	13:00	14:00	15:00	16:00
	21,3	23,7	26,0	27,6	29,1	30,0	30,4	30,4
	17:00	18:00	19:00	20:00	21:00	22:00	23:00	0:00
	30,0	29,2	28,0	27,0	26,3	25,0	23,5	22,2
Jährliche Oberflächentemperaturen Modellwerte	$T_0 \text{ Jahr}$	°C	aus Sinusabschätzung					
	15. Jan -7,30	15. Feb -4,60	15. Mrz 1,54	15. Apr 10,70	15. Mai 19,59	15. Juni 26,31	15. Jul 28,70	15. Aug 26,24
	15. Sept 19,45	15. Okt 10,55	15. Nov 1,41	15. Dez -4,99		24.5.08 21,90		
Tägliche Oberflächentemperaturen	$T_0 \text{ Tag}$	°C	4)		Datensatz C.2			
	1:00	2:00	3:00	4:00	5:00	6:00	7:00	8:00
	17,60	16,40	15,50	14,50	14,70	17,70	23,50	30,50
	9:00	10:00	11:00	12:00	13:00	14:00	15:00	16:00
	36,50	42,00	46,50	50,50	49,00	44,00	38,00	33,00
	17:00	18:00	19:00	20:00	21:00	22:00	23:00	0:00
	29,50	26,50	24,50	23,00	21,50	20,50	19,00	18,50

Tiefenschritte für die Berechnung von Bodentemperaturen

z [m]	z [m]	z [m]	z [m]	z [m]	z [m]
0,00	0,15	0,60	1,50	4,00	12,50
0,02	0,20	0,80	1,75	5,00	15,00
0,05	0,30	1,00	2,00	7,50	17,50
0,07	0,40	1,25	3,00	10,00	20,00
0,10	0,50				

Eingabeparameter zur Modellierung der jährlichen und täglichen Strahlungsbilanzen für verschiedene Breitenlagen

Die Parameter zur Berechnung der Luft- und Oberflächentemperaturen über die im Anhang A.1 vorgestellte Näherungsfunktion werden hier aufgeführt. Sie auf Abschätzungen auf Basis von SCHULTZ (2002), HÄCKEL (1999) und WUNDERGROUND (2008). Die Angaben der Emissionsfaktoren und Albedowerte wurden aus HÄCKEL (1999) entnommen.

Polarer Standort		Einheit	Wert	Bemerkungen
Geographische Breite	θ	°	90	Mittelwert von Gletschereis Mittelwert von Gletschereis
Albedo der Oberfläche	ζ_{Boden}	-	0,38	
Langwelliger Emissionsfaktor	$\varepsilon_{\text{Boden}}$	-	0,97	
Mittlere Jahrestemperatur von Luft und Boden	$T_{\text{m Jahr}}$	°C	-17	
Jährliche Amplitude der Lufttemperatur	$A_{\text{Luft Jahr}}$	K, °C	20	
Tägliche Amplitude der Lufttemperatur	$A_{\text{Luft Tag}}$	K, °C	5	
Jährliche Amplitude der Oberflächentemperatur	$A_0 \text{ Jahr}$	K, °C	25	
Tägliche Amplitude der Oberflächentemperatur	$A_0 \text{ Tag}$	K, °C	8	

Äquatorialer Standort

Geographische Breite	θ	°	0	Mittelwert von Pflanzenoberflächen Mittelwert von tropischem Regenwald
Albedo der Oberfläche	ζ_{Boden}	-	0,11	
Langwelliger Emissionsfaktor	$\varepsilon_{\text{Boden}}$	-	0,96	
Mittlere Jahrestemperatur von Luft und Boden	$T_{\text{m Jahr}}$	°C	25	
Jährliche Amplitude der Lufttemperatur	$A_{\text{Luft Jahr}}$	K, °C	5	
Tägliche Amplitude der Lufttemperatur	$A_{\text{Luft Tag}}$	K, °C	5	
Jährliche Amplitude der Oberflächentemperatur	$A_0 \text{ Jahr}$	K, °C	8	
Tägliche Amplitude der Oberflächentemperatur	$A_0 \text{ Tag}$	K, °C	8	

Tab. C-1: Übersicht der vorhandenen Datensätze von Temperaturen.

Datensatz	Thermalkameradaten	Temperaturprofile	Bodenmessungen	Klimadaten
Aufnahmezeitraum	24.5.08 5:30 – 14:00 Uhr	21.-27.5.08	23.5.08-28.5.08	Seit Juni 2004
Messzyklus	30 min	30 sec	5 min	3-stündlich bis maximal stündliche Messungen
Erfasster Bereich	0 cm	+85 - -40 cm	- 5-10 cm	+ 2m
Herkunft	DLR	BGR	DLR	WUNDERGROUND, 2008
Messstelle	Feuerunbeeinflusster Bereich, der repräsentativ für die Normalbedingungen im Arbeitsgebiet ist	Über einer nachgewiesenen Feuerzone	5 Lokalitäten, davon eine direkt über einer Feuerzone, eine weitere thermal beeinflusst und drei ohne den Einfluss eines Feuers	Klimastation Yinchuan, ca. 120 km südlich des Arbeitsgebiets Wuda
Beschreibung	Über eine Thermalkamera erfasste Oberflächentemperaturen	Temperaturstab in einem 1,5 cm breiten Bohrloch zum Teil versenkt. Temperaturmessungen von 85 cm über dem Boden bis 40 cm in den Boden hinein	Oberflächennahe Temperaturmessungen, Temperaturfühler mit Sand und/oder Steinplatte bedeckt	Messungen der Lufttemperatur in der Standardhöhe von 2 m über dem Boden.
Verwendung	Berechnung der langwelligen Ausstrahlung Grundlage der Modellierung der Bodentemperaturen	Anwendung der Modellergebnisse	Validierung des Modells	Ableitung der langjährigen Jahresmitteltemperatur sowie der täglichen und jährlichen Lufttemperaturamplitude

C.2 Thermalkameradaten

Über eine auf einem Stativ installierte Thermalkamera der Firma FLIR Systems vom Typ ThermoCAM S65 (Aufnahmebereich zwischen 7,5 und 13 μm) wurden am 24. Mai 2008 zwischen 5:30 und 14:00 Uhr in einem halbstündlichen Zyklus Bilder einer Bodenoberfläche im Arbeitsgebiet aufgenommen. Abb. C-4 zeigt den aufgenommenen Untergrund, der aus Sandsteinen besteht, die von einer, nur wenige Millimeter dicken, Staub- und Schotterschicht bedeckt sind. Er wird als repräsentativ für die dortigen Bedingungen betrachtet. Im oberen Bildausschnitt tritt unter einigen Steinen eine geringe Menge Gas aus (siehe Markierung in a). In der rechten Bildhälfte steht ein kleiner Busch.

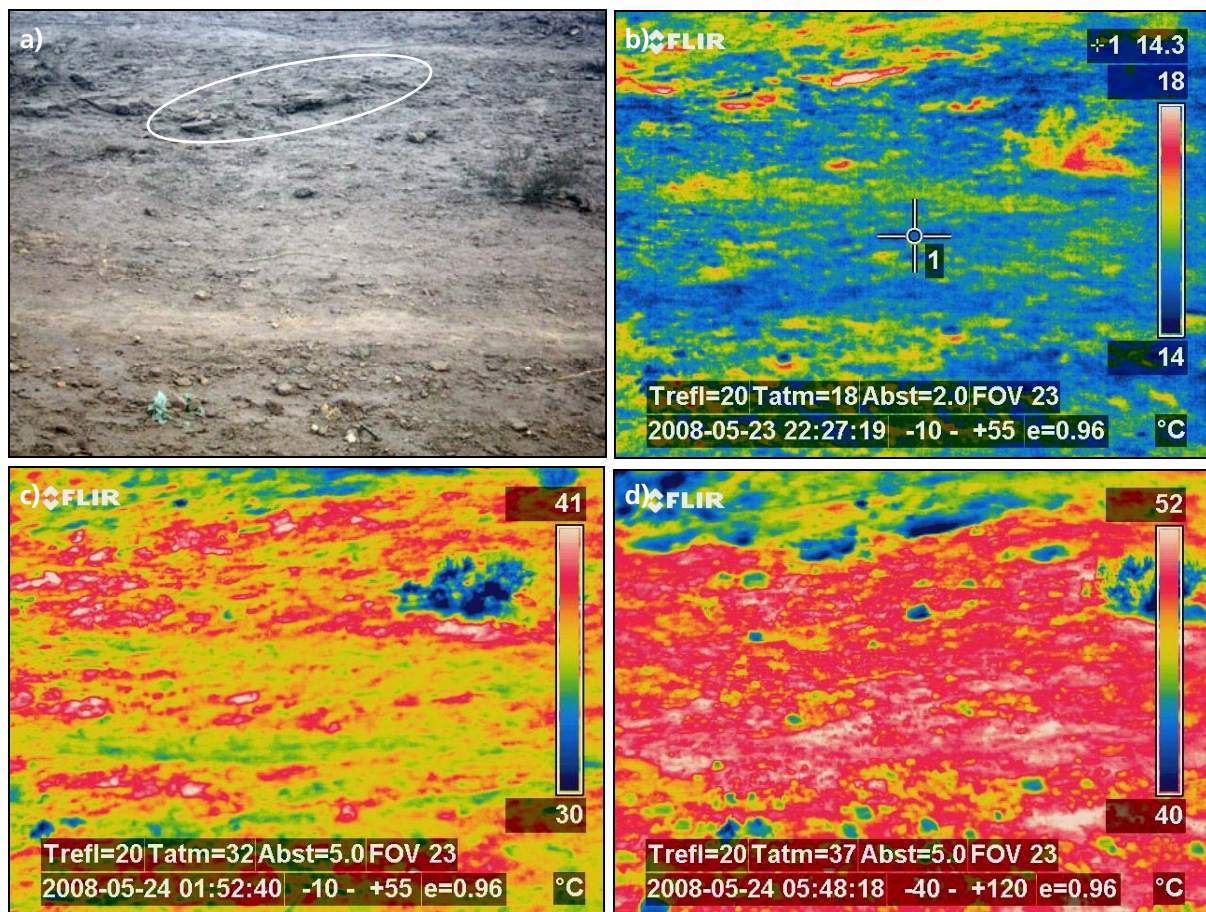


Abb. C-4: Aufnahmen der Thermalkamera vom 24. Mai 2008 (Wuda, VR China).

a) aufgenommenen Bereich, b) 5:30 Uhr, c) 9:00 Uhr und d) Aufnahme um 13:00 Uhr. In den Morgenstunden kurz vor Sonnenaufgang (b) ist der Untergrund noch kalt. Nur um die Austrittsstelle der Gase ist es etwas wärmer. Um Mittag ist die Temperatur der Oberfläche auf bis zu 50 °C gestiegen. Der Busch transpiriert und bleibt dadurch kühler. Die austretenden Gase kühlen nun die Oberfläche. Aus dem erfassten Bild, wo Umgebung und Gase die gleiche Temperatur aufweisen kann man eine Gastemperatur von etwas unter 20 °C ablesen.

An zehn über den Bildausschnitt verteilten Stellen (von dem kleinen Gasaustritt unbeeinflusste Bereiche) wurde der Temperaturverlauf extrahiert. Er umfasst nur einen Teil eines kompletten Tagesgangs, da auf Grund der örtlichen Gegebenheiten keine Ganztagesmessung durchgeführt werden konnte. Um einen gesamten Tagesgang zu erhalten wurde ein Kurvenverlauf extrapoliert. In seiner Form wurde er der Oberflächenkurve aus den Profilmessungen angepasst (s. Anhang C.3).

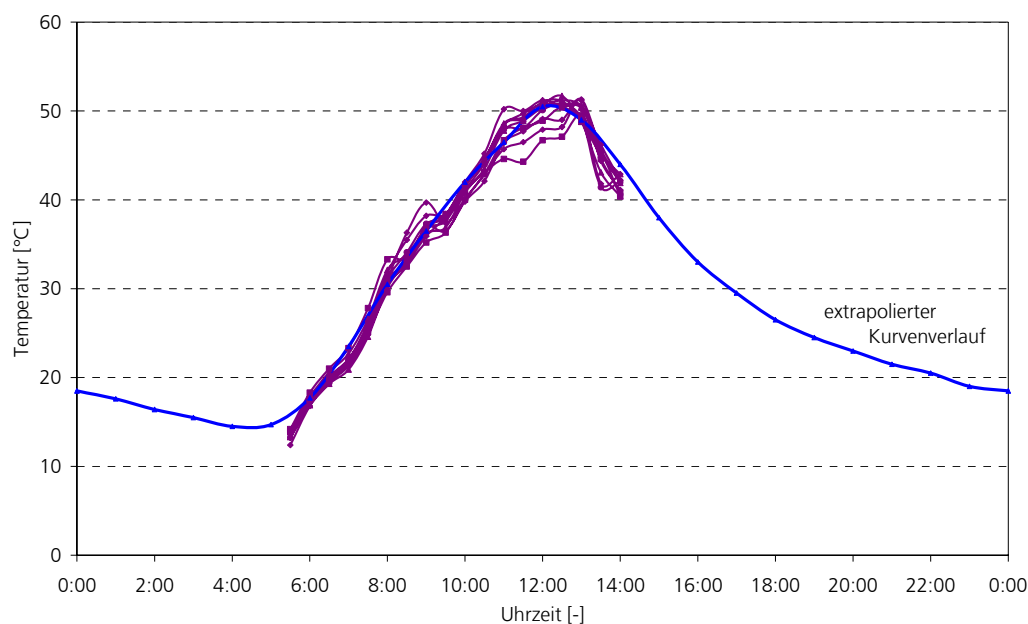


Abb. C-5: Aus den Thermalbildern extrahierter Temperaturverlauf der Oberfläche (5:30 - 14:00 Uhr) und extrapolierte kompletter Tagesgang (Wuda, VR China, 24. Mai 2008).

Tab. C-2: Aus den Thermalbildern abgeleiteter Tagesgangs der Oberflächentemperaturen.

Uhrzeit	1:00	2:00	3:00	4:00	5:00	6:00	7:00	8:00	9:00	10:00	11:00	12:00
Temperatur	17,6	16,4	15,5	14,5	14,7	17,7	23,5	30,5	36,5	42,0	46,5	50,5

Uhrzeit	13:00	14:00	15:00	16:00	17:00	18:00	19:00	20:00	21:00	22:00	23:00	0:00
Temperatur	49,0	44,0	38,0	33,0	29,5	26,5	24,5	23,0	21,5	20,5	19,0	18,5

Der abgeleitete Tagesgang der Oberflächentemperaturen mit einem Tagesmittel von 28,0 °C wird als repräsentativ für das Arbeitsgebiet angesehen. Er geht bei der Modellierung der Strahlungsbilanz in die Berechnung der langwelligen Ausstrahlung ein und dient als Grundlage zur Berechnung der Bodentemperaturen nach den Ansätzen 2 und 3.

Ein Tagesgang unter erhöhter Hintergrundtemperatur kann durch Umrechnen des extrahierten Tagesgangs der Oberflächentemperaturen auf eine Mitteltemperatur von 90 °C erzeugt werden (Tab. C-3).

Tab. C-3: Künstlich erzeugter Datensatz für einen Tagesgang der Oberflächentemperaturen für eine Hintergrundtemperatur von im Mittel 90 °C.

Uhrzeit	1:00	2:00	3:00	4:00	5:00	6:00	7:00	8:00	9:00	10:00	11:00	12:00
Temperatur	79,6	78,4	77,5	76,5	76,7	79,7	85,5	92,5	98,5	104,0	108,5	112,5

Uhrzeit	13:00	14:00	15:00	16:00	17:00	18:00	19:00	20:00	21:00	22:00	23:00	0:00
Temperatur	111,0	106,0	100,0	95,0	91,5	88,5	86,5	85,0	83,5	82,5	81,0	80,5

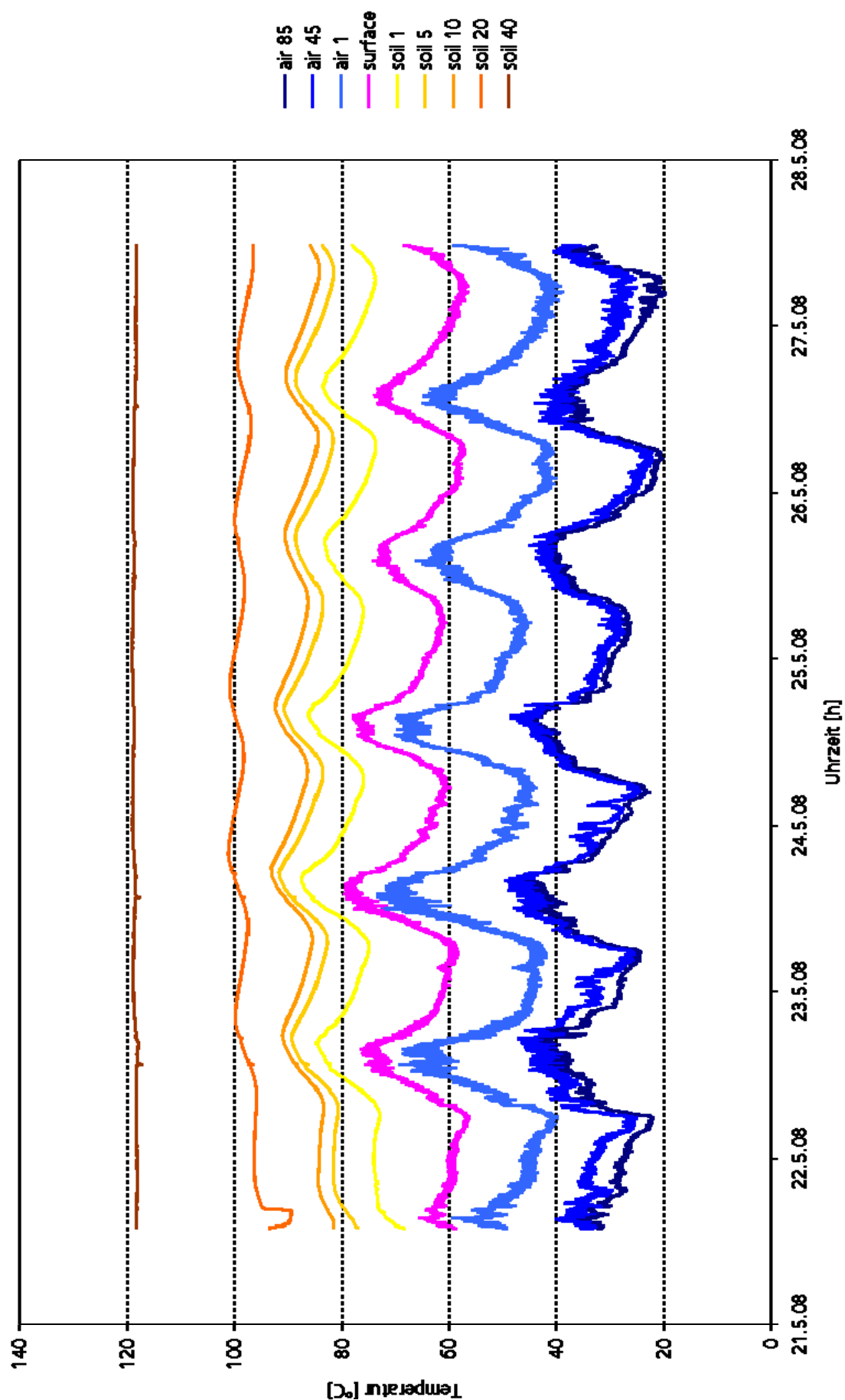
C.3 Temperaturprofile

Um die hohen Temperaturgradienten in den oberen Bodenschichten über einem Feuer zu erfassen, wurde im Rahmen der Feldkampagne 2008 über fünf Tage hinweg ein Temperaturprofil über einer Feuerzone aufgezeichnet (Aufzeichnungsrhythmus 0,5 Minuten). Die Messstelle lag nahe einer Spalte, aus der bis zu 120 °C heiße Gase austreten. In einer Bohrung von 1,5 cm Durchmesser wurde ein Messstab installiert, dessen oberer Teil über die Oberfläche hinaus reicht. An ihm sind Temperaturfühler angebracht, welche die Temperaturen in Bodentiefen von 1, 5, 10, 20 und 40 cm und in der Luft in Höhen von 1, 45 und 85 cm messen. Die einzelnen Temperaturfühler sind durch Teflonscheiben voneinander getrennt, so dass eine Wärmeleitung innerhalb des Stahlrohrs unterbunden wird. Aus den 1 cm über bzw. unter der Oberfläche gemessenen Temperaturen wurde der Temperaturverlauf an der Oberfläche interpoliert.



Abb. C-6: Aufnahme von Temperaturprofilen über einen in einem Bohrloch versenkten Messstab (Wuda, VR China).

Vollständiger Datensatz vom 21.-27.5.2008



C.4 Bodenmessungen

Vom 23. – 28. Mai 2008 wurden an fünf Standorten im Arbeitsgebiet oberflächennahe Temperaturmessungen aufgenommen (Aufzeichnungsrhythmus 5 Minuten). Von den fünf ausgewählten Standorten befindet sich einer direkt über einer bekannten Feuerzone (Messreihen 6/7) und ein weiterer in unmittelbarer Nachbarschaft einer Brandzone (12/44). Die letzten drei Messstellen waren unbeeinflusst von unterirdischen Bränden (4/5, 8/9, 10/11).

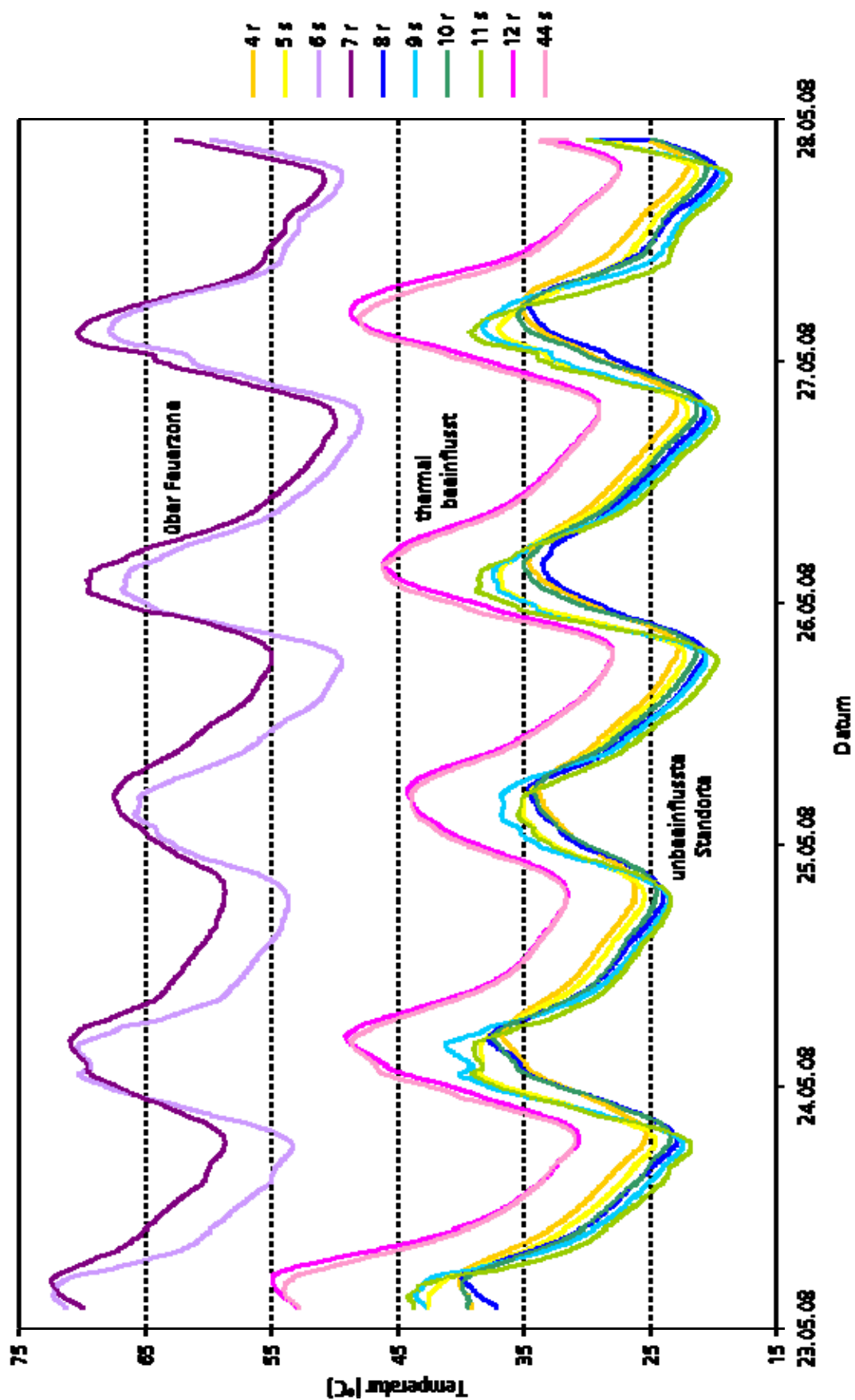
Auf der ungestörten Geländeoberfläche wurden dazu an jeder Messstelle aus Steinplatten rechteckige Kästchen gebildet, die Temperaturfühler hinein gelegt und mit Sand bedeckt. Eine Hälfte dieses Aufbaus wurde mit einer Sandsteinplatte bedeckt (Abb. C-7). Über die Steinplatte wird der reale Untergrund aus Sandstein im Messaufbau so gut wie möglich nachgebildet. Die von den unbedeckten Messfühlern aufgenommenen Temperaturen können als Vergleichswerte für Messungen in Sand herangezogen werden. Für die unbedeckten Messgeräte kann eine Bodentiefe von ca. 2 cm und für die mit der Steinplatte bedeckten ca. 5 cm angenommen werden. Über diesen Messaufbau ist es ohne technisch und finanziell aufwendige Bohrungen möglich, Näherungswerte von Bodentemperaturen aufzunehmen.

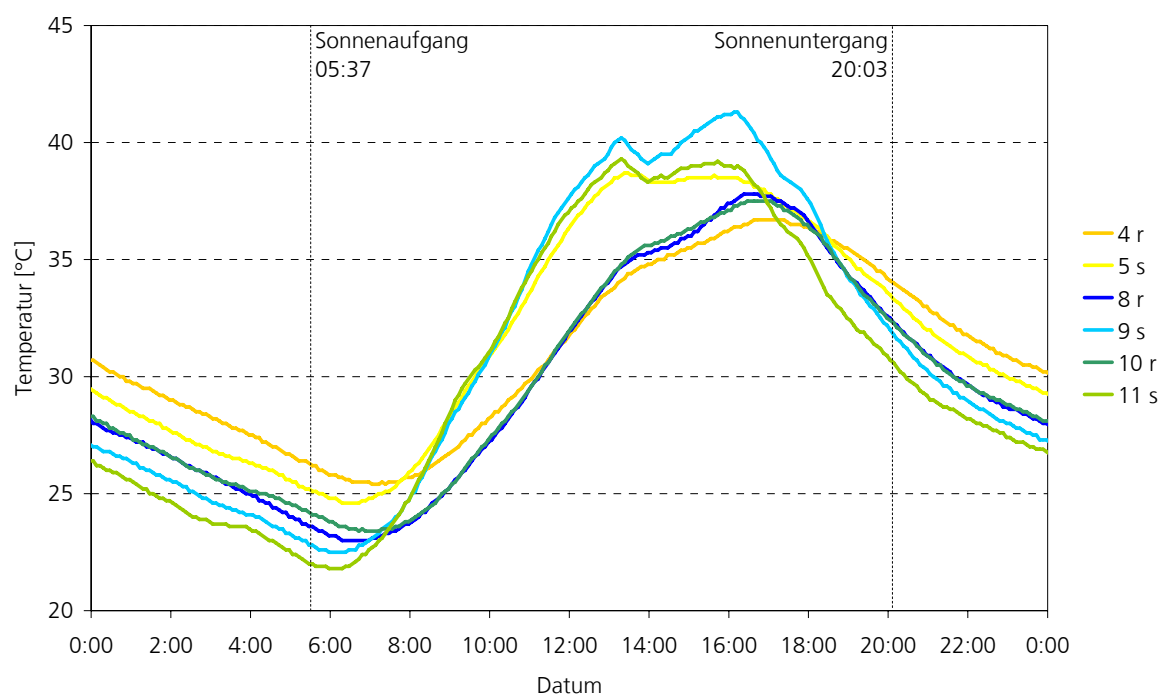


Abb. C-7: Messaufbau zur Aufnahme von oberflächennahen Bodentemperaturen (Wuda, VR China).

In den folgenden Abbildungen gibt jedes Farbpaar eine Messstelle an, an der jeweils ein Temperaturfühler nur mit Sand bedeckt und der andere zusätzlich noch mit einer Steinplatte bedeckt war. In der Legende sind sie mit „s“ bzw. „r“ bezeichnet. Unter der Steinplatte wurde jeweils ein stärker ausgeglichener Tagesgang aufgezeichnet. Die Tagesmittel der von einem Feuer unbeeinflussten Messfühler liegen bei etwa 30 °C. Die Messreihen der von der Steinplatte bedeckten Messfühler, die an den drei feuerunbeeinflussten Standorten aufgenommen wurden, werden zur Validierung der modellierten Bodentemperaturen herangezogen.

Vollständiger Datensatz der Bodenmessungen vom 23.-27.5.08



Bodenmessungen der feuerunbeeinflussten Messstellen vom 24. Mai 2008

C.5 Klimadaten

Zur Ergänzung der vorhandenen Messreihen wurde die Online-Klimadatenbank WUNDERGROUND genutzt. Die dem Arbeitsgebiet Wuda nächstgelegene Klimastation liegt etwa 120 km südlich in Yinchuan, Provinz Ninxia Hui. Für sie werden dort stündliche oder 3-stündliche Messreihen von Lufttemperatur und -feuchte, Niederschlag, horizontale Sichtweite sowie Windgeschwindigkeit und -richtung seit Juni 2004 zur Verfügung gestellt. Die Daten wurden zur Berechnung der Jahresmitteltemperatur, der jährlichen und täglichen Amplituden der Lufttemperatur sowie dem Zeitpunkt, wann die Mitteltemperatur in Jahres- bzw. Tagesverlauf erreicht wird, verwendet. Im Folgenden werden die zur Ableitung dieser Parameter aus der Klimadatenbank extrahierten Werte aufgeführt und der Rechenweg erläutert. Je nach betrachtetem Parameter kann dafür auf Daten von drei oder vier Jahren zurückgegriffen werden, da der Jahresgang des Jahres 2004 nicht vollständig vorliegt. Die hier aus den Lufttemperaturen abgeleiteten Parameter werden auch zur Ableitung des Verlaufs der Oberflächentemperaturen herangezogen (s. Anhang C.1).

Jahresmitteltemperatur T_m

Zur Ermittlung des langjährigen Jahresmittels werden die Monatsmittel der Lufttemperaturen (Durchschnitt der Tagesmittel dieses Monats) herangezogen. Das aus den drei vollständigen Jahreszyklen berechnete Jahresmittel liegt bei 10,69 °C. Da die Jahresmitteltemperatur von Luft und Boden identisch sein muss, macht dieser Parameter auch über die Verhältnisse im Boden eine Aussage.

Monatsdurchschnitt der Tagesmitteltemperaturen (°C)

	Jan	Feb	März	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
2004						25	24	22	18	10	1	-3
2005	-7	-4	5	14	19	24	25	23	19	11	4	-8
2006	-7	-2	5	14	19	24	25	24	17	15	5	-4
2007	-6	2	5	12	20	22	24	23	18	10	4	-4

Jahresmitteltemperatur aus den ermittelten Monatsmitteln (°C)

2005	10,41	Jahresmittel über 3 Jahre:	10,69
2006	11,25		
2007	10,83		

Zeitpunkt, wann das Jahresmittel der Lufttemperatur erreicht wird $t_{m \text{ Luft Jahr}}$

Aus dem Verlauf der Tagesmitteltemperaturen über das Jahr kann abgeschätzt werden, dass das Jahresmittel im Mittel über die drei Jahre etwa am 1. April erreicht wird. Dieser Parameter wird für die Abschätzung der Lufttemperaturen durch eine harmonische Schwingung benötigt (s. Anhang A.1).

Jährliche Amplitude der Lufttemperatur $A_{\text{Luft Jahr}}$

Da ausschließlich die jährliche Amplitude gesucht ist, werden die Tagesmitteltemperaturen (ohne die tägliche Varianz) herangezogen. Aus der Datenbank können die maximalen und minimalen Tagesmittel eines Monats abgerufen werden. Ihre Abweichungen liegen über die vier Jahre bei nur wenigen Grad. Die Amplitude der jährlichen Schwankungen der Lufttemperatur berechnet sich aus der Hälfte der Differenz zwischen der maximalen und der minimalen Tagesmitteltemperatur.

Maxima der Tagesmittel in einem Monat

	Jan	Feb	März	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
2004						28	28	28	22	16	10	4
2005	-2	3	14	23	22	29	28	28	25	17	11	-2
2006	-1	6	14	26	24	28	28	29	22	18	12	0
2007	-1	6	16	19	25	26	28	28	22	16	10	0

Maximales Tagesmittel im Jahr

2004	28	
2005	29	
2006	29	Mittelwert über 3 Jahre:
2007	28	28,5

Minima der Tagesmittel in einem Monat

	Jan	Feb	März	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
2004						22	20	17	11	3	-8	-12
2005	-12	-12	-8	6	12	20	20	19	14	4	-2	-16
2006	-12	-8	-7	2	11	18	20	20	12	8	-4	-8
2007	-10	-2	-8	2	14	16	22	18	11	2	-2	-11

Minimales Tagesmittel im Jahr

2004	-12	
2005	-16	
2006	-12	Mittelwert über 3 Jahre:
2007	-11	-12,8

Jährliche Varianz der Lufttemperaturen

Maximum	28,5
Minimum	-12,8
Varianz	41,3
Amplitude	20,6

Tägliche Amplitude der Lufttemperatur $A_{\text{Luft Tag}}$

Aus der Datenbank können die höchsten und niedrigsten im Monat gemessenen Lufttemperaturen abgefragt werden. Aus ihnen wird eine Gesamtschwankung der Temperaturen über das Jahr berechnet, die sowohl die jährliche als auch die tägliche Varianz umfasst. Unter Abzug der bereits bestimmten jährlichen Varianz bleibt ein Jahresdurchschnitt für die Größe der täglichen Schwankungen von 5 °C. Beispielhafte Tagesgänge aus Sommer und Winter zeigen, dass die täglichen Schwankungen im Sommer deutlich größer sind als im Winter. Zur Durchführung der Modellierung für einen gegebenen Tag sollten also wenn möglich die für diesen Tag angegebenen Tagestemperaturen verwendet werden und aus ihnen die tägliche Temperaturamplitude extrahiert werden.

Höchste im Monat gemessene Temperatur

	Jan	Feb	März	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
2004						34	35	33	28	24	17	10
2005	5	11	20	31	30	36	36	34	33	23	18	2
2006	3	16	23	34	31	35	34	33	28	27	20	5
2007	5	15	23	26	31	34	33	33	28	20	18	7

Maximum jedes Jahres

2004	35											
2005	36											
2006	34											
2007	35											
Mittelwert über 3 Jahre:							35,0					

Tiefste im Monat gemessene Temperaturen

	Jan	Feb	März	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
2004						17	16	14	5	-3	-12	-17
2005	-15	-16	-12	2	8	12	16	14	9	-2	-7	-16
2006	-17	-14	-10	-3	6	12	15	14	6	4	-7	-12
2007	-15	-11	-11	-2	6	12	15	15	8	-3	-8	-15

Minimum jedes Jahres

2004	-17											
2005	-16											
2006	-17											
2007	-15											
Mittelwert über 3 Jahre:							-16,3					

Tägliche Varianz der Lufttemperaturen

Maximum	35,0
Minimum	-16,3
Gesamtvarianz	51,3
Gesamtamplitude (inkl. jährl. A.)	25,6
Tägliche Amplitude	5,0

Zeitpunkt, wann das Tagesmittel der Lufttemperatur erreicht wird $t_{\text{m Luft Tag}}$

Aus beispielhaften Tagesgängen der Lufttemperaturen wird abgeschätzt, dass das Tagesmittel der Lufttemperaturen etwa um 7:45 Uhr erreicht wird.